ГЕОЛОГИЯ ЕВРОПЫ

С. БУБНОВ

ОНТИ · НКТП · СССР · 1935

С. БУБНОВ
Проф. Геологического института Грейфсвальдского университета

550(4)
Б90

ГЕОЛОГИЯ ЕВРОПЫ

Том II

ВНЕАЛЬПИЙСКАЯ ЗАПАДНАЯ ЕВРОПА

Часть I

КАЛЕДОНИДЫ И ВАРИССИДЫ

1903
2670

Перевод с немецкого
А. В. Немиловой и Ар. В. Струтинской
Под редакцией А. П. ГЕРАСИМОВА

НКП РСФСР допущено в качестве учебного пособия для университетов

БИБЛИОТЕКА
Геологического Ин-та
Арм. Фил. Ак. Наук СССР



ОНТИ — НКТП — СССР — 1935
ГЛАВНАЯ РЕДАКЦИЯ
ГЕОЛОГО-РАЗВЕДОЧНОЙ И ГЕОДЕЗИЧЕСКОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
ЛЕНИНГРАД — МОСКВА

ГР—65-5-2

GEOLOGIE VON EUROPA

von

Prof. Dr. SERGE von BUBNOFF

Geologisches Institut der Universität Greifswald

Zweiter Band
DAS AUSSERALPINE WESTEUROPA

Erster Teil
KALEDONIDEN und VARISCIDEN

Berlin 1930

„Геология Европы" том II С. Бубнова, проф. Грейфсвальдского университета, содержит описание геологического строения Западной Европы.

В книге даны общие принципы строения Западной Европы и подробно рассмотрено строение и структурные особенности геологических районов и их взаимоотношение между собой; для каждого района приведены данные о полезных ископаемых, подчиненных различным геологическим формациям. Каждая глава книги сопровождается полным списком литературы по данному району.

Книга является учебным пособием для университетов и может быть крайне полезной для всех геологов и географов СССР.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемая книга — только часть обширного издания, предпринятого под редакцией проф. Э. Кренкеля под общим заглавием «Геология Земли» (Geologie der Erde). До настоящего времени появились в свет «Геология Африки» (2 тома) и «Геология Европы», далеко еще не законченная.[1] Последнюю пишет профессор Грейфсвальдского университета Сергей Бубнов, один из виднейших германских геологов, лучший тектонист среди немцев, как характеризовал его проф. Ганс Штилле. Бубнов, известный русским читателям по прекрасной книге «Основные проблемы геологии», уже выпустил несколько лет тому назад (1926) первый том своей «Геологии Европы», именно «Геологию Восточной Европы», перевод которой на русский язык издательство сочло излишним, так как главное содержание его посвящено геологии Европейской части СССР, для которой у нас имеется превосходное оригинальное руководство акад. А. Д. Архангельского «Геологическое строение СССР», в короткое время уже выдержавшее два издания. Правда, в первом томе «Геологии Европы» Бубнова содержатся данные по геологии стран наших западных соседей — Финляндии, Швеции, Эстонии, Литвы, Латвии и отчасти Польши, конечно представляющие для советских геологов значительный интерес, но выделить их без серьезной ломки всего текста совершенно невозможно. Можно пожалеть, что остались без перевода вводная и заключительная главы первого тома, содержащие с одной стороны, общие взгляды автора на геологическое развитие Европы, а с другой, обсуждающие старый и интересный вопрос о геологической границе восточной и западной Европы.

Переведенный том — тоже только первая часть «Геологии Западной Европы»: он трактует лишь о внеальпийской части континента, т. е. о каледонских и варисских[2] сооружениях севера и запада, оставляя альпийскую Европу для следующей части, еще не появившейся в свет и конечно тоже подлежащей переводу. Если не считать выпусков предпринятого еще до империалистической

[1] На днях появился первый выпуск «Геологии Азии» Курта Лёйкса, содержащий геологическое описание Северной Азии.

[2] Два слова по поводу этого термина. Он заимствован от названия германского племени варисков, и мне кажется, что правильно образованная прилагательная форма будет именно «варисский», подобно тому, как от этрусков мы производим прилагательное «этрусский».

войны издания «Handbuch der regionalen Geologie», сравнительно очень кратко трактующих геологическое строение различных государств или небольших частей земного шара, то книга Бубнова, сколько я по крайней мере знаю, представляет единственный пример изложения одним лицом, с одной точки зрения геологического строения большого участка суши, притом построенного так сложно и так разнообразно, как Западная Европа. Но, излагая это строение, Бубнов не замыкается в узкий субъективизм, а стремится быть объективным и при разборе многих вопросов, в особенности вопросов тектонического порядка, дает место различным точкам зрения, хотя почти всегда указывает среди них ту, которая по его мнению является наиболее соответствующей современному состоянию наших знаний. В своей книге он дает подробные обзоры стратиграфии тех отдельных частей, которые им выделены в Западной Европе, характеризует соответственные по времени проявления магматической энергии и их связь с рудоносностью, рассматривает тектонические взаимоотношения отдельных элементов, иллюстрируя их многочисленными карточками и разрезами, рисует общую историю развития страны за данный отрезок времени, наконец описывает месторождения полезных ископаемых каждой области. Этот последний раздел — наиболее слабый в книге, так как автор оперирует по бо́льшей части очень старыми статистическими данными, восходящими к первой половине второй декады текущего столетия или даже к довоенным временам. Но иначе и быть не может: буржуазные страны, где горная промышленность — дело частных лиц и акционерных компаний, не заинтересованы в опубликовании общих статистических сводок à jour.

Конечно за истекшие 4 года кое-где появились несомненно новые данные, не учтенные Бубновым, высказаны кое-какие новые точки зрения по отдельным вопросам, но существа дела они не меняют, и книга грейфсвальдского профессора сохраняет и надолго сохранит весь свой интерес и все свое значение: ее с большой пользой будут штудировать не только студенты и профессора вузов и втузов, но вообще геологи, интересующиеся широкими вопросами строения Земли и в частности Европы.

Перевод настоящего тома весьма добросовестно выполнен библиографами Центрального научно-исследовательского геолого-разведочного института А. В. Немиловой и Ар. В. Струтинской.

А. Герасимов.

Ленинград.
Июнь 1935 года.

ЗАПАДНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ СТРУКТУРА

Картина континентальной части Восточной Европы чрезвычайно проста и однообразна: на докембрийском гнейсовом фундаменте лежит поверхностная структура, почти нетронутая орогенезом и слабо метаморфизованная, с еле заметными следами диагенетического изменения и без каких бы то ни было включений, связанных с тектоникой и метаморфизмом. Геологическая история здесь одинакова для больших площадей, так как изменения эпейрогенеза и орогенических реакций в региональном масштабе лишь очень незначительны.

Необычайное разнообразие форм Западной Европы кажется наоборот картиной из другого мира, где почти каждый квадратный километр имеет свою особую геологическую историю. Эту область невозможно охарактеризовать единой простой формулой.

Но по ту сторону мозаики глыб Западной Европы располагается снова область с простой структурой — это древняя глыба Эрия, восточные предвозвестники которой обнаруживаются уже в льюизийском гнейсе Шотландии. То, что лежит между этими двумя континентальными глыбами, Дееке назвал когда-то очень картинно *брекчией трения в широком масштабе* — это область патологического развития и как таковая она является не правилом, а исключением. Может быть трагично, что в основу нашего познания легла именно эта анормальная область, и что логически именно здесь и должна была зародиться наука о Земле.

Существенным отличием от Восточной Европы являются переходные образования между фундаментом и поверхностной структурой, связующие явления метаморфизма и тектоники, являющиеся как в пространственном, так и во временном отношении промежуточными между этими обоими элементами. Сам фундамент тоже неоднороден, его можно расчленить на древне-палеозойские, каледонские, и поздне-палеозойские, варисские элементы. Дело в том, что Западная Европа не представляет собою первичной глыбы: отдельные части соединились в материк только после палеозойских орогенезов, когда пояса каледонской и варисской складчатостей протянулись между древними глыбами: Эрией (на СЗ), балтийским щитом на СВ и Франкоподолией[1] (на Ю) и создали таким обра-

[1] О Франкоподолии см. т. I, стр. 8 и 52. На карте Штилле (рис. 1) она не выделена. Ср. т. I, рис. 17.

зом докаменноугольную Палеоевропу и послекаменноугольную Мезоевропу (Штилле).

Образовавшаяся в конце палеозоя Мезоевропа представляет собою нечто целое, противостоящее в качестве стабильной глыбы средиземноморской Южной Европе, с которой она соединилась на третьей грани времен, создав Неоевропу.

Имея в своем составе четыре разнородных элемента, Западная Европа естественно не может обладать монументальной простотой структуры Восточной Европы. Поверхностная структура, подвергавшаяся различным влияниям фундамента, распалась на глыбы, расположение которых с своей стороны затемняет древнюю структуру (ср. т. I, стр. 53—56). Древний остов не обнажается на поверхности, его приходится реконструировать, так как его структура, совершенно отличная, еле обозначается под контурами поверхностной структуры. Нельзя поэтому просто вывести синтез ее палеогеографии и тектоники из стратиграфических данных и условий залегания. Этой цели можно достичь только путем детального исследования фаций, метаморфизма и структурного типа уцелевших обломков. Эта цель является в свою очередь предпосылкой правильного понимания поверхностной структуры.

Это основное различие между западом и востоком диктует соответственное подразделение материала. В первой части будет рассмотрено отношение каледонид и вариссид к фундаменту Палеоевропы и превращение их в основание или фундамент Мезоевропы. Во второй — мы займемся исследованием изменений этого фундамента вплоть до настоящего времени. Только эта вторая часть может быть рассмотрена синтетически, так как ее *площадное изображение* позволяет дать общую характеристику. Первая же часть с *линейным* расположением элементов (в связи со складчатостью), могла бы быть рассмотрена синтетически только в том случае, если бы можно было проследить эти элементы по простиранию, как на Урале или в Альпах. Но так как здесь мы знаем только отдельные обломки поперек простирания, то синтез является еще очень спорным.[1]

Прошел целый век с тех пор, как Э. Зюсс положил основание такому синтезу. Те данные, которыми он располагал, были слишком скудны для генетического толкования структуры. Историческая основа, которая в настоящее время является базисом исследования, была еще в зачаточном состоянии, а связь орогенеза с эпейрогенической подготовкой и плутогенными проявлениями не была еще сформулирована даже в виде проблемы. Морфологическая точка зрения и некоторая переоценка значения параллельности простирания в качестве возрастного критерия дали картину орогенеза в форме дуг, которая в настоящее время может рассматриваться лишь как первое приближение и требует дальнейшего углубления и дополнения.

---

[1] Синтез основывается на анализе отдельных обломков, границы и определение которых были даны в введении к т. I (стр. 56—66).

В настоящее время на первый план становится попытка подразделения на зоны, причем единым целым считаются лишь те элементы, которые могут быть объединены как исторически, так и с точки зрения аналогии тектоники и механики интрузий. Насущной задачей первой части является поэтому выяснение этих связей, их обоснование и обсуждение. Эта первая часть распадается совершенно естественно на первый отдел, касающийся только каледонской складчатости северо-западной окраины балтийского щита (Норвегия и Великобритания), и второй, охватывающий юго-западный край северной глыбы, сильно смятой поздне-палеозойскими движениями. Эти арморикапские и варисские дуги (в смысле Зюсса) требуют особо детального изучения *видимых* элементов, на основании которых только и возможен синтез. Доводы, оправдывающие объединение их под общим названием вариссид (герцинид романской терминологии), могут быть даны в конце этого тома.

Разграничение материала первой и второй части вызывает некоторые затруднения. В каледонской ветви нижняя граница поверхностной структуры лежит под карбоном, а в варисской — под триасом; девон каледонид и пермь вариссид представляют переходные образования, которые в качестве выполняющей массы преобразовывают линейно построенный фундамент в площадь с наложенной на нее поверхностной структурой. Исторически эта граница отмечена цехштейновой трансгрессией, которая впервые целиком покрыла фундамент Западной Европы. Но можно считать доказанным, что пермо-карбон Англии следует отнести к поверхностной структуре, а пермокарбон Средней Европы — к фундаменту. Иначе можно выразиться так: в британских каледонидах поверхностная структура двухъярусная, а основание — одноярусное, а в средне-европейских варисситах поверхностная структура одноярусная, а основание двухъярусное. Целесообразнее однако проводить границу не тектонически — по главному нарушению, а стратиграфически — по основанию цехштейновой трансгрессии, т. е. проводить ее в Средней Европе между поверхностной структурой и основанием, а в Великобритании — между двумя ярусами поверхностной структуры.

В главе о скандинавских каледонидах мы отступили от такого подразделения и даем их описание вплоть до настоящего времени. Решающей в данном случае явилась прежде всего тесная связь с описанным в I томе развитием балтийского щита и объединение этих двух элементов в Фенноскандию, послекаледонское развитие которой отрывочно и совершенно чуждо западу и юго-западу. Поэтому целесообразнее было дать описание ее здесь, а не при характеристике поверхностной структуры Западной Европы.

Дальнейшие затруднения встретились при описании рудных месторождений. Всякое совершенное генетическое описание должно рассматривать их в региональном и историческом разрезе, так как фактически они представляют собою только особенно яркие проявления определенного парагенезиса пород. Но именно в этой области наши познания весьма неполны. Напомним хотя бы о баритовых свинцово-цинковых месторождениях Средней Ев-

ропы, которые относятся частью к палеозою, частью к третичному периоду, причем в каждом отдельном случае далеко не всегда удается точно определить возраст месторождения. Здесь эта грань не так резка, так как гидротермальная фаза, к которой относятся

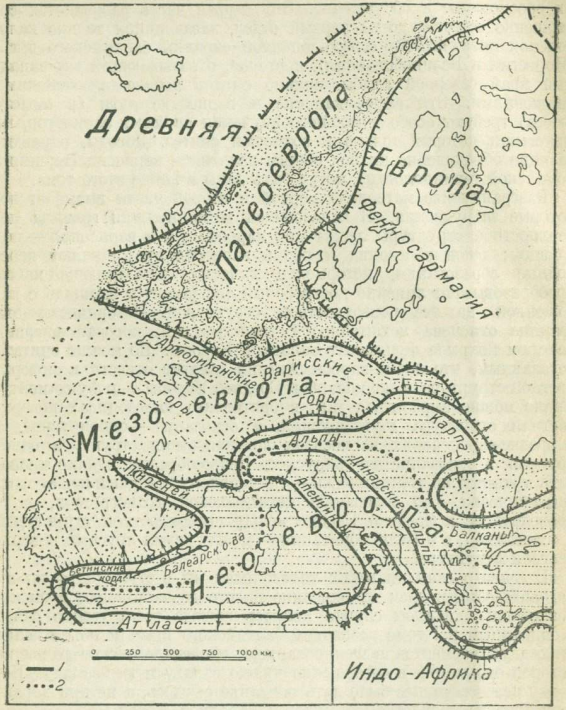


Рис. 1. Тектоническое деление Средней Европы. По Г. Штилле.
1—главная линия альпийской складчатости; *2*—граница северной и южной складчатостей.

телемагматические месторождения, могла быть гораздо длительнее орогенеза и плутогенеза. Поэтому ниже наряду с достоверно палеозойскими месторождениями упоминаются и сомнительные или определенно более молодые месторождения, поскольку они заключены в породах фундамента.

Глава первая

НОРВЕЖСКИЕ КАЛЕДОНИДЫ

В противоположность раздробленным и разрушенным остаткам варисских гор Средней Европы каледонские горы Норвегии представляют собою еще нечто целое; они тянутся в длину более, чем на 1400 *км*, а в широтном направлении занимают свыше 10°. Шотландские горы по ту сторону Северного моря являются их естественным продолжением. На поверхности они образуют горный хребет с высотами в 1 600—1 900 *м*; некоторые вершины достигают даже 2 300 *м*, так что в высоких широтах они переходят в область вечных снегов. Но этот высокогорный характер не может быть отнесен безоговорочно и целиком за счет древней складчатости. Древние горы здесь тоже сильно эродированы и в течение долгого времени представляли собою вероятно составную часть шведского плато, но никогда они не переходили снова (как в Англии) в шельф.

То, что кажется нам в настоящее время однородной горной цепью, состоит из разрозненных частей древнего фундамента и остаточных глыб каледонских складчатых гор. Большая часть последних вероятно исчезла, так как на поверхности обнажены большие участки кристаллического фундамента. Структура и морфология отнюдь не совпадают здесь, как в Альпах. Разница против Средней Европы заключается таким образом только в том, что каледонская структура может быть прослежена здесь по простиранию без перерывов, образуемых поперечными нарушениями и молодыми мезозойскими впадинами, разбивающими ее на отдельные части. Редко можно встретить такое ясное выражение связи стратиграфических, тектонических и глубинно-вулканических проблем как в Норвегии, делающее их собственно неразделимыми. Однако и здесь мы должны исходить из истории развития нормальных серий, чтобы понять общую картину структуры.

I. ДОКЕМБРИЙСКИЙ ФУНДАМЕНТ

В пределах собственно складчатой полосы фундамент не обнажается — возможно, что он здесь отсутствует или лежит слишком глубоко. Залегающие на поверхности кристаллические породы оказались в большинстве случаев более молодыми метаморфизованными осадками. Из работ Гольдшмидта однако ясно, что фундамент

тыльной и фронтальной областей гор (Rück- u. Vorland) погружается под горы по мере приближения к ним (*I, 21*). Этот фундамент — докембрийский и почти повсюду метаморфизован. На юго-востоке можно различить различной древности гнейсы надкорового и межкорового (внутрикорового) происхождения, смятые и размы-

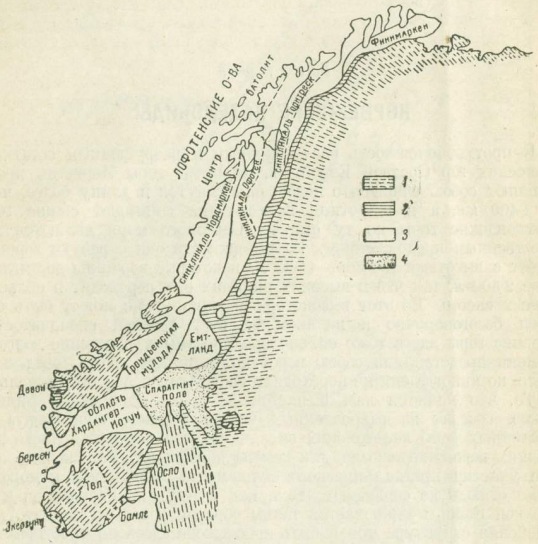


Рис. 2. Тектоническая обзорная карта Норвегии.

1—докембрий; *2*—неметаморфизованный палеозой; *3*—каледониды (метаморфизованные); *4*—спарагмит (зокембрийский).

тые во всяком случае еще до кембрия, а может быть еще и до альгонка; серии складок этих гнейсов простираются несогласно (частью СЮ) по отношению к более молодым горам (рис. 2).

а) Древний фундамент южной Норвегии

Отдельные группы докембрийских пород западной Швеции, упоминавшиеся в I томе (стр. 247), переходят по простиранию через норвежскую границу; особенно далеко можно проследить магнетитовые гнейсы с СЮ простиранием. Преобладание СЮ простирания можно заметить также и на восточной стороне грабена Осло.

Здесь (Несодден) залегает комплекс лептитовых гнейсов, происходящих вероятно из липаритовых излияний; он связан также с надкоровой группой пород, богатых окисью натрия и глиноземом (дистеновые гнейсы, ставролитовые сланцы, сноповидные сланцы). Все это — древние остатки, сильно метаморфизованные и пропитанные прилегающим гнейсовым гранитом также архейского возраста. В контакте встречаются типичные мигматиты. В возрастном отношении эту серию (вместе с интрудированным гранитом) можно вероятно считать аналогичной шведским лептитам (свионской) *(1, 4)*.

Более молодым является вероятно трюсильский песчаник в северо-восточной Норвегии, который прежде нередко объединяли со спарагмитовой формацией. По Хольтедалю, он лежит ниже подкембрийской плоскости размыва и, аналогично шведскому песчанику Дала, относится вероятно к иотнийским отложениям; он собран в слабо выраженные складки с СЮ простиранием *(1, 35)*.

Этот древний фундамент прерывается в Скагераке и фьорде Осло большой поперечной впадиной грабена Осло, по другую сторону которого, в южной Норвегии, он появляется снова, имея здесь совершенно аналогичный характер.

Здесь можно различить три основных серии, разделенные несогласным залеганием, образование которых должно быть отнесено к различным периодам складчатости. Самыми древними являются орто-, пара- и смешанные гнейсы, сильно метаморфизованные и соответствующие по существу лептитовой формации восточной Скандинавии или свионской (или ботнической) формации Финляндии. Над этими древними гнейсами лежит несколько менее метаморфизованный комплекс Бамле с СВ—ЮЗ простиранием; он состоит главным образом из надкоровых кварцитов, слюдистых сланцев и эффузивных пород, прорезанных габбро-диоритами и несколько более молодыми гранитами (на З и Ю). И в этом отношении следовательно наблюдается аналогия со Швецией. Граниты, прорезающие этот комплекс, также захвачены складчатостью. По возрасту эту серию можно приравнять к калевийским комплексам Швеции *(1, 72)*.

В центре западной Норвегии лежит большое треугольное поле телемаркской формации *(1, 69)*. Последняя состоит в своей нижней части из метаморфизованных порфиров, а в верхней — из конгломератов, кварцитов и зеленых сланцев, и имеет мощность в несколько тысяч метров. Простирание в центре меняется; на краях оно параллельно границам формации. Этот комплекс пород прерван выходом докембрийских роговообманковых биотитовых гранитов (Финзе). Возраст телемаркской формации еще совершенно неясен; она может быть калевийской или ятулийской, но может соответствовать и формации Бамле. В зависимости от этого секущие ее граниты могут быть серархейскими или более молодыми.

Не вполне ясен также возраст большой изверженной массы Экерсунда, состоящей из лабрадоритов, габбро-норитов и некоторых кислых пород. Здесь имеется некоторая петрографическая аналогия с палеозойскими интрузивами, но наблюдается сходство также

и с архейскими породами, особенно в отношении секущих их пегматитов.

Безусловно моложе всех этих пород весьма своеобразная группа пород Фенской области, подробно описанная Брёггером (*I*, 7, 1920). Она начинается самым молодым гранито-гнейсом, разделяющим поля телемаркской формации и формации Бамле (к западу от грабена Осло). Это — группа ийолито-мельтегейтового ряда, в котором преобладают нефелин и зеленая роговая обманка. Ее своеобразный характер зависит отчасти от значительного содержания первичного известкового шпата, образующего местами изверженные известковые массы, получившиеся повидимому путем плавления прилегающих пород. Извержение началось сильным взрывом, за которым последовала интрузия фенских пород. Что касается их возраста, то можно только сказать, что эти породы моложе прилегающих частей фундамента и старше последдевонских диабазов Осло. Брёггер склоняется в последнее время к тому, что эти породы допалеозойские, т. е. эокембрийские или поздне-альгонкские и сравнивает их в петрографическом и геологическом отношениях с самыми молодыми докембрийскими породами Алнё (Ботнический залив), Умитека (Лапландия) и Ассинт (Шотландия).

b) Древний фундамент западной Норвегии

По ту сторону каледонских горных цепей снова появляются древние породы: гнейсы с крупными шлирами, очковые гнейсы и гнейсо-граниты с ЮЗ—СВ простиранием; часто залегание их необычайно пологое. Складками этих пород захвачены полосы палеозойских высокогорных формаций; нередко они прорезаны гранитами. Действительно ли все эти породы относятся к архею, или здесь возможно аналогичное Лофотенам сочетание разнородных элементов, — это вопрос еще окончательно не разрешенный.

По Карстенсу *(I, 13)*, очковые гнейсы на краю Трондьемского поля носят характер «тектонизированного» рапакиви. По всей вероятности они докембрийские, но нужно отметить их тесную связь со спарагмитовой формацией, подстилающей трондьемский силур. Полной ясности в этом вопросе пока нет.

Вся эта свита несомненно была сильно эродирована и превращена почти в «плато» еще в докембрийское время, так как во многих местах найден несогласно налегающий на нее древний кембрий.

2. СПАРАГМИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Вопрос о том, что сталось с продуктами докембрийской денудации, достигавшей безусловно громадных размеров, начинает выясняться. Решение его лежит повидимому в спарагмитовой проблеме Норвегии, которую пытались разрешить неоднократно. Спарагмиты — это твердые полевошпатовые песчаники; их нижние горизонты темные, грауваккового характера, а верхние окрашены в красноватый цвет; в середине имеется часто известковый прослой разной, нередко значительной мощности. Эта свита пластов до-

стигает большой мощности к востоку от оз. Мьёзен, тогда как далее к югу она почти исчезает. Возраст ее определялся очень различно и не вполне ясен еще и в настоящее время. Спарагмиты считались частью докембрийскими, частью послекембрийскими, а некоторые из них относились даже к девону.

Последние исследования показали, что в этом термине повидимому объединяли различные формации: спарагмиты отложились несомненно *после* последних точно установленных докембрийских пород и после того как они были собраны в складки. Но спарагмитовая фация могла иметь разную длительность, так что вполне возможно существование и более молодых спарагмитоподобных пород, как допускает это Бьёрлюкке (I, 2). Емтландские спарагмитовые сланцы, по мнению Фрёдина, являются эквивалентом силура (*I, 15*). Что касается большого спарагмитового района у оз. Мьёзен, то в настоящее время установлено, что он старше. Здесь над самыми верхними частями спарагмитов лежит нижне-кембрийская фауна с *Holmia*, которая дальше к югу и юго-западу залегает непосредственно на породах фундамента (см. ниже). В базальных фосфоритовых залежах можно еще различить остатки нижнекембрийских осадков.

По новейшим данным Т. Фогта, можно принять следующее расчленение спарагмитовой системы (*I, 66*).

Нижний кембрий с *Discinella Holstii*, с небольшим перерывом в основании.

5*c*. Рингзакский кварцит 5*b*. Вардальский спарагмит 5*a*. Красные и зеленые сланцы Экре	Верхняя группа кварцевых песчаников до 550 *м*
4*b*. Мёлвский конгломерат, содержащий тиллиты 4*a*. Красный (более молодой) мёлвский спарагмит	красные спарагмиты
3*e*. Известняки и сланцы Бири 3*d*. Конгломерат Бири 3*c*. Известняки и сланцы Брёттум 3*b*. Известняк и спарагмит Брёттум 3*a*. Известняки, часто отсутствуют	Ярус известняков Бири
2. Древние спарагмиты 1*b*. Серые сланцы 1*a*. Конгломерат	Древние серые спарагмиты

Несогласие, диабазы и потнийские песчаники или соответственно породы фундамента.

Полная мощность спарагмитовой формации достигает в центральных частях бассейна 2 000 *м* и быстро убывает к югу, востоку и западу. Таким образом она представляла собою сравнительно узкий бассейн с континентальными осадками, вытянутый в направлении позднейших складчатых гор. Очень важны в палеогеографическом отношении открытые Хольтедалем в мёлвской серии ледниковые валунные глины (тиллиты) (*I, 35*). Кроме того весьма существенно, что содержание полевого шпата уменьшается кверху, а в серии 5 он совершенно исчезает. В этой верхней серии и в тождественных ей по всей вероятности песчаниках Квитвола (Хольте-

даль), надвинутых на кембросилур, Фогт нашел трещины, волноприбойные знаки и другие признаки, свидетельствующие о сухом климате.

Возраст этой серии определяется тем, что она несогласно налегает на иотнийские песчаники (Трюсиль) и секущие их диабазы и перекрывается нижним кембрием с ясно выраженным перерывом в накоплении осадков. Эти условия залегания формации создали в Норвегии термин *эокембрийские образования*. Если и относить эту формацию к протерозою, то связь ее с кембрием будет все же более тесной, чем с археозоем. Борн[1] предполагает здесь эквивалент американских слоев Nevadia.

Таким образом спарагмитовый бассейн представляет собой ту зону отложения осадков, в которой произошло накопление обломков фундамента, размытого и пенепленизированного в докембрийское время; он соответствует следовательно по возрасту молодому альгонкскому выравниванию Фенноскандии. Аналогичное положение занимают синие глины и песчаники на востоке балтийского массива (Ленинград), являющиеся связующим звеном между местными впадинами иотнийских песчаников и кембрийской трансгрессией. Т. Фогт, а в последнее время и Эпик (Oepik)[2] склонны повидимому считать ленинградские глины более молодыми, но эта точка зрения может быть правильной только для самых верхних частей, характеризуемых *Platysolenites* и *Hyolithes*, которые могут соответствовать нижнему кембрию Мьёзена (см. ниже), тогда как нижние частью грубо кластические слои можно вполне отнести к эокембрию.[3]

3. ДРЕВНИЙ ПАЛЕОЗОЙ

В нижнем кембрии начинается морская ингрессия, которая распространяется от спарагмитовой впадины на части выравненного фундамента, не затопляя окончательно этой высокой области. Т. Фогт допускает, что полоса суши, начинаясь в западной Норвегии, тянулась через район Осло далеко в глубь Швеции, так что здесь следует различать северный осадочный бассейн (соответствующий позднейшей геосинклинали) и южный, лежащий уже за пределами Норвегии. Базальные конгломераты выклиниваются в направлении древних хребтов, и самое мощное накопление осадков наблюдается в эокембрийской впадине.

---

[1] Salomon, Lehrbuch der Geologie. Отдел „Кембрий".

[2] Исследования эстонского нижнего кембрия („Studien über das estnische Unterkambrium". Mitt. Univ. Dorpat. 1929).

[3] *Примеч. ред.* По советским работам (Погребов, Янишевский) в районе Ленинграда осадочные отложения непосредственно налегают на архей. Сама осадочная толща, представляющая отложения единого цикла и сложенная синими глинами, книзу перемежающимися с песчаниками, и в низах почти замещенная последними, не может быть параллелизована с эокембрийской спарагмитовой свитой, так как в самих синих глинах найдены нижне-кембрийские окаменелости (*Schmidtiella mikwitzi* Schm.). Такой взгляд вяжется и с исследованиями Эпика в Эстонии [Oepik Studien über das estnische Unterkambrium (estonium). Tartu. 1929].

Базальные образования могут быть расчленены следующим образом в отдельных областях южной Норвегии (*I, 22, 28, 42, 66*).

Трёмтен (по Кьеру)	*Устаосет* (по Гольдшмидту)	*Финзе* (по Гольдшмидту)
Средний кембрий	Ордовицкие филлиты	Серо-зеленые филлиты с трохитами
Известняки *Strenuella*, песчанистые	Квасцовые сланцы — средняя часть верхнего кембрия	Филлитизированные квасцовые сланцы с *Dictyonema flabelliforme* наверху
Сланцы *Holmia*, серо-голубые до светлосерых	1,05 *м* песчаники и конгломерат	Базальный конгломерат с *Torellella laevigata*
Кварцевые песчаники (эокембрий)	0,70 *м* известняк и известковистый песчаник с *Strenuella Linnarssoni*, *Torellella laevigata*, *Hyolithes*, *Nisusia*	Красный гранит без катаклаза
	Сланцеватые песчаники и конгломераты	
	Телемаркская формация	

Мьёзенский район (по Т. Фогту)

падная фация	Восточная фация
1c—*d*. Квасцовые сланцы среднего кембрия	
1b β. Зеленые сланцы и известняки с *Strenuella Linnarssoni*	
1b α. Зеленые сланцы с *Holmia Kjerulfi*	
1a β. Зеленые сланцы с *Vol-borthella tenuis*	Песчаники с *Platysolenites antiquissimus*
1a α. Базальный известковистый песчаник с *Discinella Holsti*	Базальные песчаники и конгломераты

Пробел и слабое несогласие

Кварцитовый отдел эокембрия

У Мьёзена, где эта серия достигает своего полного развития, мощность ее превышает 60 *м*. По Т. Фогту, сланцы с *Holmia* имеют здесь уже большее распространение, чем базальные песчаники. Важно отметить, что над зоной с *Strenuella* здесь снова появляется во многих местах группа квасцовых сланцев в виде классической трансгрессии. Отмеченный ею перерыв соответствует протоленусовому ярусу английского и средне-европейского (польского) развития, частичным эквивалентом которого является зона с *Strenuella*.

В пределах каледонских гор базальные образования сохранились часто только в углублениях в форме карманов. Гольдшмидт показал, что вследствие этого они избегли частично каледонской метаморфизации и рассланцевания; их минеральный состав правда при этом изменился, но не было такого интенсивного смятия, какое наблюдается в филлитизированных слоях кровли (*I, 22*).

К югу эта самая нижняя серия исчезает; конгломератовая фация перемещается в более высокие ярусы. В северной части района Осло под средне-кембрийской зоной с *Paradoxides Tessini* лежит конгломерат с *Torellella*, который Кьер считает эквивалентом са-

мой глубокой среднекембрийской зоны с *Oelandicus;* далее к югу отсутствует повидимому и эта зона (*I, 42*).

Непрерывное накопление осадков начинается таким образом только в среднем кембрии, причем лишь некоторые части южной Норвегии *может быть* не были им захвачены. Рассмотрим эту каледонскую серию сначала в том районе, где она изменена меньше всего, а именно в грабене Осло; далее попытаемся определить ее региональные изменения в северном направлении.

В районе Осло над базальными конгломератами (относящимися частью к нижнему кембрию, частью к нижней части среднего кембрия) лежит свита черных сланцев мощностью в 60—80 *м*, содержащая пирит и значительное количество углистых составных частей, — другими словами типичные квасцовые сланцы, характерные для глубоководных фаций кембрия. Эта свита пластов очень однообразна, сланцы прерываются только прослойками вонючих известняков; фауна преимущественно трилобитовая (внизу *Paradoxides*, вверху *Olenus*). В Швеции этот отдел выражен приблизительно так же, в балтийском районе он местами песчаный, местами же вовсе отсутствует, так что в Норвегии мы имеем безусловно более глубоководную зону, эквиваленты которой можно найти в Шонене и в Англии.

Разделение, пригодное и для прочих частей Скандинавии (которое будет разобрано более подробно в Шонене), дает в области Осло следующие характерные ископаемые (*I, 5*):

Верхний кембрий:

2*d*. Зона с *Peltura scarabaeoides*. Наряду с нею — *Parabolina heres, Peltura planicauda, P. bidentata, Ctenopyge lobata, Ct. spectabilis, Sphaerophtalmus alatus.*

2*c*. Зона с *Eurycare latum.*

2*b*. Зона с *Parabolina spinulosa, Orthis tenticularis.*

2*a*. Зона с *Agnostus pisiformis, A. reticulatus, Olenus truncatus, O. aculeatus.*

Средний кембрий:

1*d*. Зона с *Paradoxides Forchhammeri* и *Orthis exporrecta.* Кроме того *Acrotreta socialis, Obolella sagittalis, Hyolithes plicatus, Agnostus sulcatus, A. Kjerulfi, A. brevifrons* и др., *Anomocare excavatum, Liostracus microphtalmus, Ellipsocephalus circulus, Solenopleura brachymetopa.*

1*c*. Зона с *Paradox. Tessini.* Кроме того: *Acrothele granulata, Obolella sagittalis, Hyolithes tenuistriatus, Agnostus gibbus, A. hybridus, A. fallax* и др., *Liostracus Linnarssoni, Conocoryphe Sulzeri, Concephalus ornatus, Paradoxides rugulosus.*

Нижняя зона с *Oelandicus*, как было сказано выше, может быть представлена в базальных конгломератах.

Мощность среднего и верхнего кембрия достигает в районе Осло 75 *м*.

Постепенное погружение становится еще менее в *ордовиции*, так как здесь имеется большее разнообразие фауны и начинается известная дифференциация фаций. Нижний силур представляет собою свиту пластов мощностью до 500 *м*, в которой темные сланцы чередуются многократно с темными известняками.

В самой южной части района Осло, а отчасти и дальше к северу и северо-западу, тремадок повидимому отсутствует (Хольтедаль), так что ортоцератитовые известняки (3*c*) трансгредируют непосредственно на более глубокие ярусы. Возможно, что этот пробел распространяется на довольно большую область вплоть до Емтланда; соответственное эпейрогеническое поднятие называется Т. Фоттом трюсильской фазой (*I*, *67*).

В ордовиции можно различить три отдела: нижний, преимущественно сланцевый, который заканчивается вверху ортоцератитовым известняком (ландейло); средний (карадок и нижний ашгиллий), в котором наблюдается чередование пятнистых известняков и сланцев, тогда как верхний отдел сложен преимущественно известняками.

Деление на зоны следующее (сверху вниз):

Горизонт 5. Здесь господствует поразительная изменчивость фаций. В верхнем отделе Кьер (*I*, *38*, *39*) различает 10 различных фациальных областей, состоящих из известняков, песчанистых известняков, песчанистых сланцев, сланцев конгломератовых и брекчиевых слоев, так что здесь имеется средне-силурийское поднятие, а может быть даже частичная денудация. В отдельных фациальных областях резко различная фауна. В нижнем отделе наблюдаются 4 фациальных области (гастроподовый и рабдопорелловый известняк, песчанистые известковые сланцы и известковые песчаники). До наступления нового углубления в готландии ландшафт носил вероятно островной характер. Из числа ископаемых можно указать: [1]

5*b*. Слои с *Meristella. Ptychophyllum craigense, Halysites escharoides, Heliolites parvistella, Favosites Hisingeri, Leptaena sericea, Meristella crassa, Rhynchonella borealis.* Связаны фациально — *Holorhynchus giganteus, Barrandella Kjerulfi.* В общем дело касается здесь смешанной фауны более древних и более молодых типов.

5*a*. Гастроподовые известняки. *Dasyporella, Stromatopora, Favosites asper, Halysites escharoides, Proheliolites dubius, Plasmopora conferta, Coccoseris ungerni, Syringophyllum organum, Ptychophyllum craigense, Lindströmia subduplicata, Orthis calligramma, O. concinna, Strophomena rhomboidalis, Leptaena sericea, Ambonychia radiata, Murchisonia insignis, Maclurea neritoides, Trochus, Euomphalus, Endoceras, Orthoceras, Cyrtoceras, Illaenus Linnarssoni, Chasmops, Bronteus laticauda, Encrinurus, Harpes, Lichas* и т. д. В этих слоях прекращается существование *Chasmops;*

[1] Здесь нельзя конечно дать исчерпывающие списки фауны, поэтому весьма рекомендуется обратиться к работам Брёггера и Кьера.

1903
2670
Библиотека
БИБЛИОТЕКА Геологического Ин-та Ак. Наук

характерно появление многих новых кораллов. Эти слои могут соответствовать боркгольмским слоям Эстонии, брахиоподовым слоям Швеции и шотландской зоне с *Dicellograptus anceps*.

Горизонт 4. Состав этого отдела значительно единообразнее, чем состав кровли; здесь имеется повторное чередование пятнистых известняков, известняков и сланцев. Он соответствует нижнему ашгиллию и карадоку и поддается следующему расчленению:

4*d*. Слои с *Isotelus:* сланцы и известняки с *Isotelus gigas, Trinucleus seticornis, Ampyx tetragonus.* Цефалоподовая фауна аналогична вышележащей зоне.

4*c*. Слои с *Trinucleus:* сланцы и пятнистые известняки с *Trinucleus seticornis, Dionide euglyphus, Remorpleurides radians, Chasmops wesenbergensis, Illaenus Linnarssoni, Ampyx tetragonus, Asaphus laevigatus, Calymmene trinucleina, Lichas, Cybele, Gomphoceras;* внизу *Diplograptus pristis* и *Climacograptus.*

В основании этой зоны лежит, по Т. Фогту (*I, 67*), перерыв, соответствующий экнесской фазе каледонских гор.

4*b*. Слои с *Chasmops.* Вверху известняковые, внизу преимущественно сланцевые. *Chasmops extensus, Ch. coniophtalmus, Ptychoparia glabrata, Sphaerocoryphe Hübneri, Asaphus acuminatus, Cybele, Lichas, Illaenus, Pleurotomaria, Euomphalus pseudoequalteriatus, Cyclocrinus Spasskii, Echinosphaerites aurantium, Chaetetes petropolitana* и т. д.

4*a*. Вверху (β) пятнистые известняки с *Ampyx rostratus, Echinosphaerites aurantium, Trinucleus bucculentus, Nileus armadillo, N. coscinorhinus, Ptychopyge glabrata.* Внизу (α) сланцы с *Didymograptus geminus, Climacograptus scharenbergi, Diplograptus teretiusculus, Lituites lituus, Oggygia dilatata* и трилобитовой фауной, аналогичной β.

В основании этой зоны имеется вероятно перерыв, соответствующий, по Т. Фогту, тронд'емской фазе высокогорного района.

Горизонт 3 (включая 2*e*). Этот горизонт соответствует ландейло, аренигу и, поскольку он имеется, тремадоку. В общем сродство со Швецией и с Балтикой теснее, чем с Англией (*I, 5*).

3*c*. Преимущественно известняковая свита, в которой наверху преобладает *Endoceras* (γ-ортоцератитовый известняк), в середине — *Asaphus* (β), а внизу *Megalaspis* (α). Между β и α залегают фосфориты (т. е. в основании скиддавского яруса); более глубокие члены (включая тремадок) возможно отсутствуют. По Т. Фогту, это соответствует трюсильской фазе горного района.

Фауна дается в общем, так как распространение отдельных видов в нижних ярусах изменяется скорее количественно, чем качественно. *Cybele bellatula, Cheirurus clavifrons, Amphion Fischeri, Lichas celorhinus, Illaenus Dal-*

manni, I. centrotus, Ptychopyge limbata, P. angustifrons, Asaphus striatus, A. expansus, Megalaspis limbata, M. extenuata, M. grandis, M. explanata, M. acuticauda, Niobe emarginula, Symphisurus palpebrosus, Nileus armadillo, Ampyx nasutus, Endoceras vaginatum, E. commune, E. duplex, Lituites Kjerulfi, Bellerophon, Pleurotomaria obvallata, Lamellibranchiata, Rhynchonella nucella, Porambonites intercedens, Strophomena rhomboidalis, Orthisina, Orthis parva, O. calligramma, O. callactis, Echinoencrinus Senckenbergi, Cryptocrinus laevis, Bolboporites mitralis и т. д.

3*b*. Граптолитовые сланцы с *Dichograptus octobranchiatus, Tetragraptus bryonoides, T. caducus, Didymograptus patulus, D. extensus, D. constrictus, D. V-fractus, D. bifidus, Phyllograptus typus, Ph. angustifolius* и трилобиты близ подошвы.

3*a*. Вверху известняки (γ) и сланцы (β) с *Ceratopyge forficula* и *Cheirurus faveolatus, Remopleurides dubius, Amphyon primigenus, Triarthrus Angelini, Parabolinella rugosa, Dicellocephalus angusticauda, Euloma ornatum, Symphysurus angustatus, Niobe insignis, Nileus limbatus, Agnostus Siedenbladhi, Lingulella lepis, Orthis Christianiae, Obolus Salteri, Bryograptus ramosus.* Внизу (α) *Symphysurus incipiens, Cyclognathus micropygus, Parabolinella limitis.* Это типичная тремадокская фауна с *Euloma-Niobe.*

2*e*. Зона с *Dictyonema flabelliforme* относится в настоящее время обычно к ордовикию. Встречаются еще *Bryograptus Kjerulfi* и *Obolus Salteri.* По Брёггеру, *Dictyonema flabelliforme* встречается и глубже (2*d*).

В районе Осло мощность ордовикия колеблется от 320 до 500 *м*, причем разница в мощностях больше всего в верхних частях (4*b*—5*b*).

Мощность *готландия* колеблется от 350 до 650 *м*. Дифференциация фаций выражена здесь еще яснее, и на юге можно различить повсюду западную и восточную фации, а кроме того и северную (Мьёзен). Сверху вниз можно различить следующие горизонты (*I, 40*):

Горизонт 10. В этой самой верхней части верхнего силура наблюдается общий переход к кластическим осадкам. На богатом ископаемыми лудлоу лежат серовато-зеленые слюдистые сланцы, затем красные сланцы, далее серые и красноватые известковые песчаники; еще выше преобладают пестрые сланцы и красные и серые песчаники. Мощность всей этой серии от 300 до 400 *м*. Прежде ее относили к нижнему девону. Она залегает согласно на силуре и (по Кьеру, *I, 41*) содержит в своей нижней части фауну, состоящую из *Placodermata* и *Dictyocaris* указывающую на верхний силур (верхний даунтон).[1] На этом основании Кьер считает всю серию даунтонской (даже верхне-даунтонской), а 9*g* относит к ниж-

[1] *Dictyocaris, Eurypterus, Pterygotus, Aceraspis, Micraspis, Pterolepis, Pharyngolepis, Rhyncholepis.*

нему даунтону. Переход от морских к континентальным осадкам совершается следовательно в пределах даунтона, который Кьер объединяет с лудлоу.

Горизонт 9 (лудлоу). Здесь исчезает ясно выраженное в нижних горизонтах деление на западную и восточную фации, причем восточная более глубоководная фация распространяется на запад. Тут встречаются главным образом сланцеватые известняки, в которых наравне с брахиоподами и кораллами имеются многочисленные (частью руководящие) лепердиции. На севере наоборот продолжается отложение немых брумандальских песчаников. Здесь границы фаций проходили следовательно еще с СВ на ЮЗ, и опускание на юге уравновешивается поднятием на севере. В горизонте 9 Кьер различает:

Запад	Восток
9*g*. Сланцы и известняки с *Leperditia baltica*	В основном аналогичны западным
9*f*. Сланцы с фавозитовым известняком	
9*e*. Пестрые сланцы с известняком, *Chonetes striatella*	
9*d*. Тонкосланцеватые известняки с *Spirifer elevatus, Leperditia baltica, Chonetes striatella*	Грубопятнистые известняки с *Spirifer elevatus*
9*c*. Тонкосланцеватые известняки с *Leperditia phaseolus*	Мелкопятнистые известняки с *Spir. elevatus* γ. *Rhynchonella nucula* и кораллы β. Верхний слой с *Lep. phaseolus* α. Нижний слой с *Rh. nucula*
9*b*. Известняки с *Lep. phaseolus* и *Spir. crispus*	Известняки и сланцы с *Leperditia phaseolus* и *Stromatopora*
9*a*. Пятнистые известковые сланцы и мергельные сланцы. *Atrypina Angelini, Chonetes striatella, Strophomena rhomboidalis, Rhynch. nucula, Pterinea retroflexa, Tentaculites ornatus, Leperditia baltica, Beyrichia*	Мелкопятнистые известняки с *Rh. nucula*

Мощность на западе 255 *м*, на востоке 100 *м*.

Горизонт 8. Горизонт 8 (уэнлок) в основании свидетельствует еще об углублении моря, причем граптолитовая фация переходит здесь в восточную область, и на западе происходит впервые осаждение глинистых сланцев и известковых песчаников с брахиоподами. Затем начинается новое поднятие, особенно ясно выраженное на западе рифовыми известняками с кораллами и строматопорами; соответственно этому изменение мощности довольно значительное. На востоке известняки образовались позднее, и здесь отложились брахиоподовые известняки (8*c* и 8*d*). На севере же наблюдается ранняя смена фаций (8*b*) с образованием пестроцветных песчаников. Поднятие совершилось здесь скорее всего и продолжалось затем беспрерывно; начинается отложение мощных немых толщ брумандальских песчаников.

Деление, по Кьеру, следующее:

Запад	Восток
8*d*. Черно-серые известняки с *Leperditia baltica* и *Stromatopora*	Мальмёсские известняки с *Rhynchonella Wilsoni* и *Bumastus inflatus*
8*c*. Известняки и мергельные сланцы с *Rhynchonella cuneata, Cyathophyllum angustum, Strophomena Loveni, Pterinea planulata* или рифовые известняки с *Halysites, Syringopora, Columnaria Naesianum, Cyathophyllum articulatum, Acervularia ananas*	Мергель и известняк с *Rhynch. cuneata* и очень богатой фауной
8*b*. Преимущественно песчанистые известняки с *Chonetes, Leperditia hisingeri, Atrypa reticularis, Strophomena Wamenstedti, Palaeocyclus porpita*	Тонкоплитчатые темные граптолитовые сланцы с *Monograptus riccartonensis*
8*a*. Серо-зеленые глинистые сланцы и известковые песчаники с *Cyrtia exporrecta, Atr. reticularis, Spirifer plicatellus, Receptaculidae, Bryozoa, Phacops Stockesi, Encrinurus laevis*	Известковистые граптолитовые сланцы; наверху (β) *Cyrtograptus Murchisoni*, внизу (α) *Monograptus basilicus*

Западная свита пластов имеет мощность от 100 до 150 *м*, а восточная редко превышает 100 *м*.

Горизонт 7 (верхний ландовери). Нижние части его довольно схожи на западе и на востоке; здесь преобладают богатые ископаемыми известняки с *Pentamerus*. Позднее наблюдается снова ясная диференциация фаций: на западе между двумя зонами с криноидными сланцами лежат довольно мощные (25 *м*) коралловые известняки, тогда как на востоке развиты одни только криноидные сланцы. Северный район носит совершенно особый характер, опускание сказалось здесь сильнее всего, и граптолитовые сланцы отложились над пентамерусовым известняком почти без примеси извести. Мощность колеблется от 100 до 135 *м*.

Запад	Восток	Север
7*c* γ. Наверху сланцы с *Crotalocrinus*, частью известковые; кораллы и трилобиты редки		*Monogr. spiralis* и *Retiolites Geinitzianus*
7*c* β. Наверху коралловые известняки с *Stricklandinia lirata, Pentamerus gotlandicus, Bronteus platyactis, Illaenus Broeggeri* и т. д.	Мелкопятнистые известняки и сланцы с *Crotalocrinus*	*Monogr. discus*
7*c* α. Красные сланцы с *Crotalocrinus* и кораллами (*Halysites, Favosites, Heliolites, Cystiphyllum, Cyathophyllum*)		*Monogr. turriculatus* и *Petalograptus palmeus*

Запад	Восток	Север
7b β. Нижний коралловый известняк, частью пятнистый, с горизонтами сланцев, содержащими *Halysites macropora* и *Favosites Foughti*	Очень богатые ископаемыми пентамерусовые известняки, вверху темные, книзу светлые. *Favosites gotlandica, Halysites catenularia, Propora compacta, Calostylis denticulata, Orthis calligramma, Strophomena semiglobosa, Rhynchonella borealis, Barrandella lingerisa* и т. д.	Коралловые и пентамерусовые известняки
7b α. Известняк с *Pentamerus oblongus, Leperditia abbreviata*, кораллами и т. д. (см. рядом)		
7a. Мергельные сланцеватые и криноидные известняки. *Stricklandinia lens, Pentamerus borealis, Meristella, Atrypa reticularis, Strophomena semiglobosa, Tentaculites anglicus, Pleurotomaria alata, Bellerophon dilatatus, Bumastus depressus, Phacops elliptifrons, Cheirurus bimucronatus*	Мелкопятнистые известняки с первыми мутациями *Pentamerus oblongus*	Пентамерусовые известняки

В *горизонте 6* (нижний ландовери) на западе преобладают известковые песчаники с брахиоподами; в верхних частях появляются перемежающиеся слои сланцев и твердых известняков с трилобитами и кораллами. На востоке нижняя часть состоит из сланцев и известковых пятнистых сланцев, в которых нередко встречаются граптолиты и трилобиты, тогда как в верхней части наблюдается приравнивание фаций к восточным. На севере преобладают крупнозернистые известковые и кварцевые песчаники незначительной мощности (8.5—30 *м* против 100—115 *м* на западе и 130—150 *м* на востоке). Итак за поднятием в 5*b* последовало опускание, особенно значительное на востоке; на западе и на севере берег моря был повидимому ближе.

Деление, по Кьеру, следующее:

Запад	Восток
6c. Сланцевая свита с известковыми прослоями. *Orthis polygramma, O. rustica, Strophomena expansa, Str. filosa, Leptaena transversalis, Rhynchonella 10-plicata, Tentaculites anglicus, Phacops elliptifrons* и т. д.	c β. Известковые сланцы с *Favosites, Ptychophyllum truncatum, Calostylis denticulata, Lingula Lewisii, Orthis rustica, O. Wisbyensis, Bilobites biloba, Strophomena euglypha, Leptaena transversalis, Atrypa imbricata* и др., *Meri-*

Запад	Вост
	stella subundata, Pentamerus borealis, Rhynch. borealis, Stictopora malmöensis, Bumastus brevis, Phacops elliptifrons, Encrinurus punctatus, Acidaspis Merklini, Beyrichia и т. д.
	c α. Известняки с *Stricklandinia lens, Orthis Actoniae* и др. *Orthoceras, Phragmoceras* и фауна, аналогичная вышеописанной
6b. Известковые песчаники и битуминозные известняки. Наверху прежде всего *Strophomena expansa*; характерны: *Propora grayi, Hypanthocrinus, Orthis Salteri, Rhynchonella Weaveri, Trilobita, Beyrichia* и др.	*b.* Сланцевая свита с небольшими включениями известняка. Наверху встречаются часто *Atrypa reticularis, Leptaena transversalis, Phacops elliptifrons*; глубже — *Bilobites biloba*
6a. Глинистые сланцы и известковые песчаники с преобладанием брахипод (*Leptocoelia hemisphaerica, Barrandella undata* и т. д.); содержание кораллов и брахипод падает	*a.* Известковые пятнистые сланцы с граптолитами. Вверху части *Barrandella undata*, а внизу — *Climacograptus normalis*

Горизонт 10, т. е. даунтон, тоже собран в складки в районе Осло; над ним лежит кварцевый конгломерат, а еще выше следуют уже незахваченные складчатостью основные изверженные покровы, во всяком случае послесилурийские.

Если рассмотреть развитие кембросилура в целом, то видно, что в период раннего кембрия наблюдалось медленное развитие впадины на севере и северо-востоке, отделенной от западной (английской) впадины материком западной Швеции и южной Норвегии, так что здесь мы имеем дело с обособленным бассейном. Затем в среднем кембрии последовала морская трансгрессия, распространившаяся с севера на юг и прорвавшая западную полосу суши, разделявшую эти два бассейна. Отсюда начинается период, в котором отчетливо выражены восточно-западные связи. В нижнем ордовиции ясно виден восточный (шведско-балтийский) отпечаток, тогда как верхний ордовиций принимает довольно внезапно английские формы. Влияние начинающейся каледонской складчатости заметно может быть уже в ордовиции. Выше было указано, что в тремадоке (в подошве 3*c*), между 3*c* и 4*a*, т. е. между ландейло и карадоком, и на границе готландия имеются резкие изменения фаций и перерывы. Т. Фогт (*I*, 67) объединил их в фазы — трюсильскую, тронд'емскую и экнесскую, которые он считает возможным проследить по всем норвежским горам, где они часто выражены еще более ясно и носят частично даже орогенический характер. Древнейшая из этих фаз, как увидим ниже, очень отчетливо выражена также и в Англии.

В верхнем силуре чередуются западные (*Stricklandinia*) и восточные (*Leperditia*) элементы. Это наиболее полное литоральное развитие силура, отличное от Южной и Средней Европы, где преобладает более глубокая граптолитовая фация (Кьер). Г. Фребольд

(*1, 14*) правильно подчеркивал многократное повторение, «циклический» характер силурийских осадков, резко отличающийся от типа осадков балтийского щита. Причиной этого является их пограничное положение на краю каледонской геосинклинали, где они реагировали на движения обеих глыб. Особенно важно под-

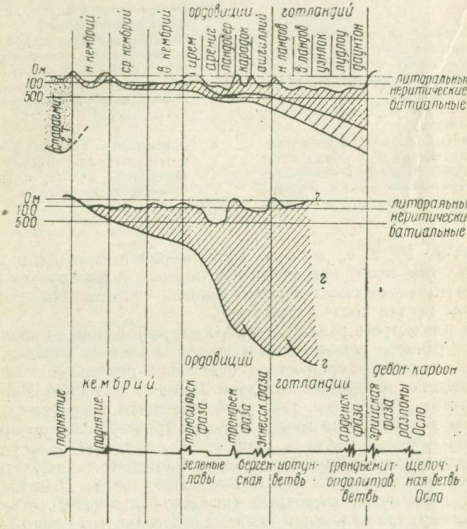


Рис. 3. Эпейрогеническая кривая района Осло (наверху) и трондьемской мульды (в середине); внизу: орогеническая кривая норвежских каледонид.

черкнуть ясно выраженную связь с орогеническими движениями внутри каледонид.

Сделаем попытку проследить развитие древнего палеозоя к северу и северо-востоку вдоль каледонской цепи (насколько это возможно в настоящее время). Сопоставление очень затруднительно, и провести его полностью совершенно невозможно; причина этого кроется в очень сильной метаморфизации и тесно связана поэтому с тектонической и петрографической проблемой высокогорного района. Такое точное деление на зоны, как в районе Осло, здесь невозможно нигде.

Начнем с запада. В «бергенских дугах», исследованных Рёйтем, мы имеем силурийскую серию несколько своеобразного характера, так как в нормальных осадочных породах (филлитах, мусковитовых сланцах, спарагмитах, известняках и конгломератах) здесь наблюдаются многочисленные включения туфов и излившихся пород. В этой серии можно однако различить известковый горизонт с *Rhabdoporella* и *Halysites*, соответствующий горизонту 5*a* западного развития в районе Осло; над ним лежат конгломераты, соответствующие вероятно 5*b*, затем известковые сланцы с многочисленными, но раздавленными ископаемыми, указывающими на 6*c*, и наконец вероятно более молодые сланцы с *Rastrites*. Отложение осадков продолжалось здесь следовательно вплоть до ландоверского яруса, хотя их верхнюю границу нельзя определить.

Здесь можно различить метаморфическое и неметаморфическое развитие.

	К югу от Бергена	Бергенские дуги
Приблизительно горизонты 4—6*c* или группа Ховин	Кварцитовый песчаник Хлоритовый спарагмит Известняк Слюдяно-глинистый сланец	Мрамор и филлиты
Горизонты 3 - 4 или группа Бюмарк	Конгломерат	Конгломераты
	Диоритовый сланец	Зеленые гнейсы
Горизонты 2—2*c* или рёросские сланцы	Известковые слюдистые сланцы с кварцем Люзеклостерские сланцы	Филлит

Если передвигаться от района оз. Мьёзен в северном и северо-западном направлениях, то заметно увеличение кристалличности пород. Но некоторые комплексы можно все же различить очень хорошо (*1, 2, 25*). Нормальная свита слагается из вышеописанных базальных образований кембрия, частично рассланцованных и перекрытых темными квасцовыми сланцами мощностью в 45—50 *м*, в верхней части последних была найдена *Dictyonema flabelliforme*. Далее следует кварцит (голубой кварц, 40 *м*), загрязненный мрамор (10 *м*) и наконец мощная свита филлитов приблизительно в 220 *м*. Кварциты и мраморы определяются как горизонт 3, так что филлиты должны относиться частично к 4 горизонту. В верхних частях филлитов встречаются песчанистые сланцы. Выше, близ Отта, лежат конгломераты, которые можно отнести к самым верхам нижнего силура, тогда как залегающие в верхних горизонтах немые кровельные сланцы Зель могут уже относиться к ландовери. Это однако еще не вполне установлено, и несомненным можно считать только тот факт, что здесь мы имеем дело с кембрием и нижним силуром, количество извести в которых уменьшается по мере продвижения на север, где они переходят частью в сланцы (филлит), частью (в более высоких горизонтах) в песчаники (высокогорные кварциты). Т. Форт считает, что определяемый кварцитами перерыв в накоплении осадков является аналогом трюсильской фазы (см. выше), тогда как высокогорные кварциты

могут представлять собою верхне-ордовицкую — экнесскую — фазу.

В районе Трондьема эта свита снова довольно хорошо изучена, благодаря новейшим исследованиям Карстенса (*1, 11, 12*). Деление проводилось здесь Кьерульфом, Тёрнебомом, Бутте и др. довольно различным образом, но в настоящее время вопрос этот достаточно ясен, хотя находки ископаемых довольно ничтожны (см. рис. 3).

Над гнейсами фундамента, в котором сильно развиты очковые гнейсы, происшедшие из рапакиви,[1] лежит эокембрийская спарагмитовая формация, сильно смятая, в противоположность Мьёзенскому району. Выше лежат рёросские сланцы, довольно сильно метаморфизованная группа, состоящая внизу из бурых, а вверху из серо-зеленых слюдистых сланцев и заканчивающаяся глинистыми слюдяными сланцами. Группа рёросских сланцев содержит графит и сопровождается редкими известково-кремнистыми сланцами, мраморами и гнейсовыми сланцами. Она произошла вероятно из квасцовых сланцев и содержит в верхних отделах *Dictyonema*. По существу рёросские сланцы следует отнести таким образом к кембрию.

Мощность их сильно меняется: на востоке 100 *м*, на западе — свыше 1 000 *м*. По степени метаморфизации они относятся к второй зоне Грубенмана, содержат мало кластического материала и богаты кислыми и основными инъекциями.

Следующая *бюмаркская группа* — самая интересная в этом районе. Ее главная составная часть — зеленые породы и их производные (туфы). В нижней части особенно распространены шаровые лавы базальтового состава, приближающиеся к габбро-диоритовому типу; их сопровождают метаморфизованные туфы. Выше нередко встречаются осадочные породы, причем преобладают голубые кварцы и яшмы; последние часто содержат фораминиферы. Наравне с ними в верхних частях встречаются известняковые и конгломератовые горизонты. Весьма своеобразны включения серного и магнитного колчеданов, а также «черные породы», состоящие из магнетита и хлорита и перемежающиеся с хлоритовыми сланцами и яшмой; по Карстенсу, они осадочного происхождения (лексдальский тип, см. в отделе месторождений). Карстенс допускает, что при вулканических извержениях большие количества газов попадали в воду, причем здесь чередовались газы богатые то кремнекислотой, то сероводородом. Образовавшиеся растворы осаждались частично при содействии бактерий, причем в зависимости от преобладания растворенных в воде веществ образовывались или яшмы или колчеданы.

Бюмаркская группа завершается наверху очень мощным местами яшмовым конгломератом, галька которого состоит не только из яшмы, голубого кварца и зеленых сланцев, но и из светлого (трондьемского типа) гранита, свидетельствующего о наличии в то время кислых интрузий. Мощная группа галечников может служить признаком начала движений в земной коре. Эта трондьем-

[1] См. стр. 12.

ская фаза падает на промежуток между ортоцератитовыми известняками и горизонтом $4a\alpha$ и имеет аналоги и в остальных частях Норвегии (мобергский конгломерат Рёйпа, серпентиновый конгломерат Гольдшмидта). Характер метаморфизма бюмаркской группы соответствует эпизоне; мощность ее определяется приблизительно в 1 800 *м*.

Ховинская группа. В нижней части этой серии мощностью до 1 000 *м*, залегающей согласно на яшмовом конгломерате, часто встречаются глинистые сланцы, переходящие в филлиты, и слюдистые сланцы; выше преобладают песчаники, переходящие с усилением метаморфизма в кварциты. Песчаники частью полевошпатовые и имеют тогда спарагмитовый характер. В этом среднем отделе кроме того встречаются зеленые сланцы с яшмами; здесь распространены также конгломератовые прослои. Возможно, что они являются эквивалентами карадока и ашгиллия, а конгломераты — эквивалентами перерыва в накоплении осадков между $4b\beta$ и $4c\alpha$ в районе Осло.

Самая высокая часть этой группы (серия Хойланд) характеризуется метаморфическими сланцами и известняками; фауна их очень убога; она описана Кьером как фауна горизонта $5b$. Здесь встречаются *Halysites escharoides, Columnaria* cf. *Kassariensis, Ptychophyllum* cf. *buceros, Trochiscolithus micraster, Orthis* sp., *Murchisonia, Maclurea* и членики криноидей. К северу от долины Меракер встречаются граптолиты горизонта $6c$. Метаморфизация этой группы очень ничтожна, местами это только нормальный контактовый метаморфизм.

По Т. Фогту (*I, 67*), над группой Ховин лежит с эрозионным несогласием кластическая экнесская группа Тёрнебома, начинающаяся конгломератом Хопла. Фогт проводит параллель между этой группой и молодыми спарагмитами Вальдреса, габбровым конгломератом Гольдшмидта и высокогорными кварцитами Кьерульфа. Новые находки ископаемых в Вестерботтене в предположительно тождественных сериях позволяют отнести их к ландоверри, так что условно здесь можно допустить указание на таконское несогласие.

Расчленение может быть принято следующее:

Группа Экне	= ландоверри
„ Ховин	= верхний ордовиций
„ Бюмарк	= нижний ордовиций
„ Рёрос	= кембрий-тремадок
Спарагмиты	= эокембрий
Докембрий	

Начиная с ордовиция, развитие идет иначе, чем в Осло, но ясно видна аналогия с бергенской фацией. В связи с вулканизмом отложение осадков становится типично орогенным, которое можно сравнить с флишем или молассами Альп.[1] Довольно точ-

[1] *Прим. ред.* Молассами в альпийской системе называют морские или пресноводные терригенные образования неогенового возраста, преимущественно песчаники разной крупности зерна и конгломераты; реже — мергели.

ные аналоги, но с несколько более ранним вулканизмом можно найти в северной Англии и в Шотландии. Это типичный пример геосинклинального складкообразования, подобный тем, которые известны в Восточной Европе в нижнем девоне Урала (см. рис. 3).

До какой высоты этот тип осаждения захватывает отложения верхнего силура, является покамест открытым вопросом. В западной Норвегии (Вестланд-Рёраген) на собранном в складки силуре неопределенного возраста были найдены нескладчатые пестрые песчаники. Прежде их считали девонскими; новейшие находки *Dictyocaris* доказывают повидимому, что дело касается здесь отчасти даунтона и фаций древнего красного песчаника. В таком случае эта складчатость в противоположность складчатости Осло может быть додаунтонской, и весьма вероятно, что верхние ярусы верхнего силура здесь почти не представлены.

Свита пластов трондьемской мульды относится к типу западных силурийских фаций (геосинклинальное отложение осадков) и отличается во многих отношениях довольно резко от восточных емтландских фаций. В Емтланде между этими двумя областями лежит глыба сланцев Оре и Кёли, подвергшаяся довольно сильным тектоническим влияниям, стратиграфическое значение которой оставалось долгое время невыясненным, да не вполне ясно еще и в настоящее время. Эти сланцы переходят на юге (Херьедален), а отчасти и на севере, в «спарагмитовые сланцы» и «спарагмиты», которые нельзя однако отождествлять безоговорочно с норвежскими эокембрийскими спарагмитами.

Чтобы понять стратиграфию, здесь нужно забежать немного вперед и коснуться условий залегания. Восточный силур начинается здесь над фундаментом, который представлен частью сильно сдавленными порфирами (рассланцованными в каледонском периоде или даже еще раньше; по Карстенсу, эти порфиры каледонские) с очень мощной песчаной «спарагмитовой зоной», в состав которой входят в качестве компонентов и подстилающие породы.

Возраст их неопределенный и возможно не вполне однородный; по Фрёдину (*1, 15*), большая часть их вероятно моложе нижнего кембрия. Выше следуют довольно мощные филлиты (ордовиций), перекрытые известняками с *Pentamerus* (валент, готландий). Это нормальная емтландская свита, причем ордовиций может быть представлен часто очень слабо и почти лишен ископаемых (ср. т. I, стр. 260).

На этой нормальной восточной свите лежит сильно метаморфизованный комплекс сланцев Оре — первичные сланцы и сланцеватые песчаники, сильно метаморфизованные диабазовой интрузией. Далее к западу в районе Тенерфорса они перекрываются слабее метаморфизованными сланцами Кёли. Последние образуют ряд полос, метаморфизация которых убывает к западу и в направлении к поверхности (гранатсодержащие роговообманковые сланцы, биотитовые сланцы, хлорито-серицитовые филлиты, песчаники и неизмененные глинистые сланцы); большинство исследователей сходится

на том, что это — эквиваленты западного (трондьемского) нижнего силура. Первоначально считали, что сланцы Оре значительно старше и соответствуют норвежской спарагмитовой формации (нижний кембрий) или даже породам фундамента, и что сланцы Кёли залегают на них несогласно. Следовательно положение их на восточном силуре во всяком случае анормальное. По Тёрнебому (*I, 59, 60*), они надвинуты на восточный силур с запада (на 140 *км*). Фрёдин (*I, 15*) сильно изменил за последнее время эту точку зрения. По его мнению, доказанным является следующее:

1. Разница между сланцами Кёли и Оре обусловлена только метаморфизмом; сланцы Оре являются нижней частью сланцевого комплекса Кёли, особенно инъицированной диабазами и подвергшейся особенно сильному смятию. Сланцы Оре обладают наибольшей мощностью там, где были наиболее крупные инъекции диабазов и амфиболитов, и где сильно проявились движения; там, где диабазовые интрузии были слабее, они превращаются в совершенно незначительный базальный горизонт. Решающим является то, что даже базальный горизонт восточного силура принимает облик сланцев Оре там, где он затронут диабазовыми интрузиями. *Понятие сланцев Оре следовательно не стратиграфическое, а обозначение некоторой метаморфической фации.* В связи с этим образование сланцев Оре могло достигать различных горизонтов силура. Близ Санднес в комплексе их был найден конгломерат с трондьемитовой галькой. Так как последняя относится (самое раннее) к ордовицию Норвегии, то сланцы Оре могут быть отнесены к готландию.

2. Западная и восточная силурийские фации не соприкасаются непосредственно, а связаны переходами. Там, где отсутствуют диабазы, рассланцованные в зеленые сланцы, или где их немного, можно различить в основании те же кварцитовые спарагмиты, которые подстилают восточный силур. В сланцах Кёли можно повидимому установить также присутствие элементов пентамерусовых известняков.

Таким образом мы имеем в Емтланде постепенный переход от восточных силурийских фаций к западным сланцевым и песчаниковым («спарагмитовым») фациям, которые являются переходными к трондьемскому силуру. Их стратиграфические границы неопределенны, они могут охватывать кембрий, нижний силур и часть верхнего силура, причем некоторых горизонтов здесь может не хватать.

В южном Емтланде (прежде всего в восточной его части) сланцеватый силур переходит в твердые «спарагмитовые» песчаники, незначительно смятые и прорезанные уже не рассланцованными зелеными сланцами, а неизменным, тоже каледонским диабазом (Оттфьел). Здесь мы имеем жесткий массив, мало поддававшийся движениям, поэтому в нем не наблюдается и комбинированного динамо- и интрузивного метаморфизма.

Выражение «спарагмиты» внесло здесь значительное смешение понятий. Тогда как в Норвегии в области распространения собственно спарагмитов под этим термином подразумеваются только

эокембрийские полевошпатовые песчаники, в южном Емтланде в большей части кембрийских и силурийских отложений имеются «спарагмитовые фации». По Фрёдину, эти «спарагмитовые фации» отложились на выступах фундамента, — здесь на жестком основании последующие движения и метаморфизм были очень незначительны; во впадинах наоборот образовались сланцевые фации Оре, сильно перемятые, инъицированные и метаморфизованные. Если мы попытаемся дать сводку рассмотренных нами фациальных изменений, то увидим, что преимущественно известковые фации шельфа района Осло переходят на севере в сланцевые и глинистые фации.

По простиранию норвежских гор от Бергена до Трондьема эта фация приводит к типично орогенному накоплению осадков геосинклинального характера. Далее к востоку лежит «сложная серия» («Serie compréhensive» — группа Кёли-Оре) с сильным последующим метаморфизмом, в которой особенно характерно то, что на юго-востоке (южный Емтланд — Херьедален) она представлена прибрежными песчаниками, тогда как далее к северу сланцевые фации распространяются далеко на запад. Эта «сложная серия» охватывает в общем кембрий, ордовиций и часть готландия. Здесь напрашивается несомненная аналогия с пеннинской зоной Альп!

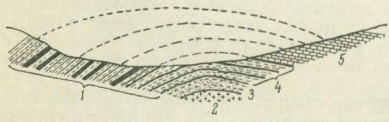


Рис. 4. Связь сланцев Оре и Кёли. По Фрёдину.

1—сланцы Оре с зелеными породами; *2*—породы основания; *3*—восточный силур; *4*—сланцы Оре; *5*—сланцы Кёли.

Вопрос о возрасте сланцев Оре весьма важен для стратиграфии всей области, лежащей дальше к северу. Здесь всюду восточный шведский силур перекрыт сильно метаморфизованными породами, в которых большую роль играют амфиболиты (группа Севе). В западном направлении на них лежит группа сланцев, не так сильно метаморфизованная, в которой встречаются известняки с энкринитами, относящаяся следовательно к силуру. По новой теории Фрёдина, группа Севе представляет собою также лишь сильно метаморфизованную и инъицированную фацию западного силура, которая достигла здесь значительно более высоких горизонтов. В западной части гор залегает мощная сильно измененная группа слюдистых сланцев и мраморов с включениями кварцитов и конгломератов и многими интрузиями изверженных пород. Эта группа, слабее метаморфизованная на севере (сланцы Тромсё), может также относиться к метаморфической западной фации силура, которая не подвергалась здесь существенным сдвигам. Можно в общем провести параллель между этой фацией и силурийским выполнением трондьемского бассейна. Но эта часть до сих пор мало исследована.

Совсем недавно Т. Фогт (*1, 68*) опубликовал стратиграфическую сводку для района Сулительма, которая дает следующее подразделение:

Западная фация	Восточная фация
	Верхние сланцы Сулительма
	Нижние сланцы Сулительма (сланцы Фурулунд) с горизонтом ископаемых в нижних частях
Сильно метаморфизованный гнейс Скьенста с известковыми прослоями	Слабее метаморфизованный сланец Муорки с доломитом, известняком и излившимися покровами в верхней части
Конгломерат Оэйнес	
Известняк Фауске	Известняк Пиески

Под базальным известняком лежат слюдистые сланцы типа Севе, которые Т. Фогт причисляет еще к кембросилуру.

Из числа ископаемых кроме членików криноидей найдены были только *Dianulites petropolitana*, так что нижние сланцы Сулительма можно считать нижним (или вернее средним) ордовицием только условно. Почти несомненно однако, что они отложились до верхнего ордовиция.

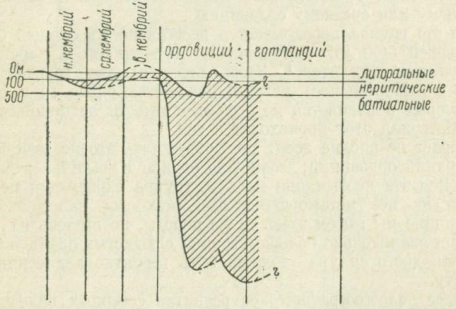


Рис. 5. Эпейрогеническая кривая Финмаркена.

Мощность кембросилура в этой области достигает, по мнению Т. Фогта, 4 000 *м*.

На крайнем севере, в Финмаркене, последовательность напластования выяснена работами Хольтедаля *(1, 34)*. Здесь возможно довольно простое подразделение, вследствие того, что край надвига сильно отступает, и обнаруживаются мощные палеозойские отложения, сравнительно слабо метаморфизованные, расшифровка которых значительно легче. Здесь наблюдается следующая последовательность:

Над лапландским археем лежит нижне-кембрийский хиолитовый песчаник, в котором здесь на севере встречаются главным образом *Platysolenites antiquissimus* Eichw. и случайные *Obolus* (около 150 *м*). Далее следуют мощные светлые песчаники (230 *м*) с конгломератами, а над ними лежат очень мощные доломиты с *Cryptozoa*.

Эта лорсангерская серия мощностью не менее 1 000 *м* (и до 4 000 *м*) залегает (по Хольтедалю) трансгрессивно на нижне-кембрийской хиолитовой зоне. Таким образом некоторые отделы кембрия повидимому отсутствуют здесь так же, как местами они отсутствуют в северной Швеции и в Прибалтике (трансгрессия оболового песчаника).

По аналогии с некоторыми частями Шотландии и Арктической области Хольтедаль считает эту группу нижне-ордовицкой. На Шпицбергене (формация Хеклагук) и на Канине известны аналогичные породы с строматолитами, так что здесь мы имеем дело с особым типом осадков, исландской фацией (*I, 37*).

Над ними согласно лежит серия Райпас, представленная частью конгломератами, песчаниками, пестрыми сланцами и загрязненными доломитами (Варангерский полуостров), частью аналогичными им породами с многочисленными вулканическими включениями (Альтенский фиорд). Эти мощные лавовые и туфовые массы, благодаря включению которых серия раздувается до 3 000 *м*, соответствуют группе Бюмарк Трондьемского района и относятся следовательно к нижнему или среднему ордовицию.

Вся эта группа перекрывается несогласно следующей боссекопской серией (400 *м*), состоящей из песчаников с характерными включениями тиллитов.[1] Здесь известны два горизонта (Битганьярга и Мортенснес), каждый мощностью около 10 *м*, образование которых объясняется по всей вероятности ледниковым переносом. Материал этот происходит с юга.

Возраст не вполне ясен; по Хольтедалю, это по всей вероятности верхний ордовиций; возможно однако и наличие верхнего силура. Вся эта необычайно мощная группа скрывается под надвинутыми на нее метаморфическими породами каледонской дуги. В принципе мы имеем здесь те же породы, но степень их метаморфизации значительно больше; группа слюдистых сланцев и мраморов «западного силура» должна быть вероятно аналогична им по возрасту.

Общее палеогеографическое развитие северных каледонид дает следующую картину.

В конце археозоя здесь имелась суша, охватывавшая Швецию и западную Норвегию, в которой наблюдается лишь местное осаждение иотнийских песчаников. Денудация была очень сильной; продукты ее сносятся во внутренний бассейн спарагмитовой формации, который представлял собою впадину, образованную приблизительно на месте позднейшего высокогорного района. Известны правда только ее южные части, тогда как северное продолжение остается неясным. Аналогом является может быть ленинградская глина в северной Прибалтике.

Трансгрессия нижне-кембрийского моря захватывает эродированный фундамент и его краевые впадины, причем перекрывает их почти целиком. Нижний песчаник (*Holmia, Hyolithes, Platyso-*

[1] *Прим. ред.* Так называются метаморфизованные валунные глины, связанные с деятельностью древних ледников.

lenites) может быть прослежен от южной Норвегии вплоть до Финмаркена. Трансгрессия постепенно продолжается; возможно, что часть южной Норвегии избегла трансгрессии, которая по мнению Т. Фогта распространялась по обе стороны южно-норвежского фундамента, не покрывая его полностью. Северный (собственно каледонский) бассейн замкнут на западе, южный имел вероятно связь с Англией, но он лежит уже почти целиком за пределами Норвегии.

В период кембрия и ордовиция начинается сильная диференциация; район Осло тесно примыкает к шведскому шельфу, но принадлежит более глубокой его части; далее на север и на запад наблюдается ясная смена фаций. В районе Осло имеются уже перерывы в среднем (горизонт 3) и верхнем (горизонт 5) ордовиции, значение которых увеличивается в Емтланде и в Трондьемском бассейне. В связи с вулканическими изверженими здесь могли иметь место даже горообразовательные процессы (трондьемская, таконская фазы). Отложение осадков орогенное, откуда не следует еще, что они имеют всегда абиссальный характер. Возможно, что в области южной Норвегии (Емтланд) имелись отмели, но вряд ли здесь существовала сплошная перемычка суши.

Вообще спокойная (эпейрогеническая) область Швеции и Осло резко отличается от орогенической северо-западной области; для этой последней характерно образование «сложной серии», бедной ископаемыми, но чрезвычайно мощной. Мощность кембрия и ордовиция в Трондьемском районе достигает 3 000 *м*, в Финмаркене (по Хольтедалю) она доходит даже до 7 000 *м*. В районе же Осло эти отложения достигают всего 580—600 *м*, а в Швеции даже только 100—200 *м*. Противоположность этих двух областей совершенно ясна. Таким образом отделяется «Исландское море» Хольтедаля, имеющее продолжение в Шотландии и в Арктике. Было ли оно отделено сплошной перемычкой суши от Шведского моря, остается неясным; по-моему, это маловероятно. В основном мы имеем здесь противоположность орогенного и эпейрогенного отложения осадков. В верхнем силуре выяснен только характер форланда. Совершенно неизвестно, насколько он представлен в высокогорном районе. Хорошо известен только горизонт 6 (валент); даунтон лежит на высоких горах уже несогласно (находки *Dictyocaris* в Хиттерен). Вполне возможно, что верхний готландий отсутствует здесь именно в связи с горообразовательными процессами, тогда как в форланде, где накопление осадков было весьма значительным, он достигает границы девона. Если вспомнить, что в районе Осло мощность готландия доходит до 650 *м*, а в Швеции она составляет всего только около 50 *м*, между тем как на Готланде этот отдел возрастает снова до 500 *м*, то становится ясным, что порядок этот аналогичен эокембрию. Здесь можно различить краевую впадину на северо-западе и основной хребет фундамента; дальше снова впадина — балтийская. Здесь имеется следовательно волнистость (ундация), которая может соответствовать каледонскому орогенезу. Я подчеркнул еще в I томе, что отзвуки этой волнистости могут быть прослежены вплоть до границ СССР.

В фациальном отношении отдельные части очень различны.

Близ Осло имеются литоральные образования, в Швеции — однообразные фации глубокого моря, на Готланде — снова литоральные осадки. Мощность (погружение) и глубина отложения не совпадают; аналогичные условия встречаются и в Англии.

Выяснить условия послекаледонского периода очень трудно, так как здесь наступило повсеместное осушение. В нескольких местах горного района известно однако развитие континентального девона. Самые значительные местонахождения его в Рёрагене, где Гольдшмидт открыл очень богатую флору, описанную Натхорстом и позднее Галле. Здесь имеется свита: конгломерат — серые песчаники и сланцы — красные песчаники — верхний змеевиковый конгломерат, залегающая несогласно на рёросских сланцах. Мощность этой свиты от 400 до 900 *м*. В серых песчаниках и сланцах встречаются многочисленные растительные остатки, среди которых можно отметить папоротники (*Psylophyton*, *Spiropteris*) и образования, подобные лепидодендрону. По Галле эти узко ограниченные пресноводные отложения относятся к нижнему девону. Песчаники и конгломераты с *Psylophyton princeps* были найдены в различных других местах, так что отложение осадков в девонское время было повидимому повсеместным. По Т. Фогту оно могло продолжаться вплоть до среднего девона.

Девон подвергся еще одному довольно сильному орогенезу; дальнейшая история (не считая мезозойских остатков на Андё) чисто континентальная.

4. КАЛЕДОНСКИЕ ИЗВЕРЖЕННЫЕ ПОРОДЫ

Перед рассмотрением тектонических проблем нужно вкратце коснуться изверженных пород, прорезающих высокогорную область. Прекрасная сводка Гольдшмидта может служить основой такого исследования (*1*, *26*).

По Гольдшмидту в горной области древнего фундамента Скандинавии можно различить три ветви пород, связанные не только петрографическим сродством отдельных типов пород данной ветви, но и пространственными и хронологическими отношениями (одинаковый возраст изверженний), а именно:

1. Ветвь зеленых лав. Она состоит главным образом из основных типов пород. Точно установленных кислых членов этой ветви пока не найдено, но возможно, что они имеются. Здесь представлены как эффузивные, так и интрузивные породы. К первым относятся диабазы, зеленые породы, порфириты и прежде всего варнолитовые шаровые лавы. Последующим метаморфизмом эти породы превращены в амфиболиты и зеленые сланцы. Они образуют покровы; своим происхождением эти породы обязаны повидимому подводным излияниям в период среднего или верхнего ордовиция; как мы уже видели, они сопровождаются своеобразным типом накопления осадков (яшмы, колчеданные залежи).

Интрузивные типы — габбро, оливиновые габбро, пироксениты и оливиниты; магматические месторождения колчеданов могут быть отнесены сюда же. Это — лакколитовые массы, интрудированные

в докембрий и нижний или средний кембросилур. Здесь также характерно согласное залегание с осадками. Зеленые породы известны прежде всего в Тронд'емской области и на юго-западном побережьи, где они образуют длинные полосы по простиранию, но возможно, что они встречаются также и в северных частях гор (группа Райпас). Они относятся к ордовицию; в нижнем ордовиции они представлены еще очень слабо (в противоположность Англии, где интрузии начались уже в кембрии). Верхнюю границу провести с точностью очень трудно, но Т. Фогт думает, что здесь можно установить связь с вышеописанной тронд'емской фазой. Несомненно, что эти породы образовались в течение довольно длительного периода извержений, так как несколько более молодые интрузивные массы проникают в более древние излившиеся породы той же ветви.

2. Берген-иотунская ветвь (анортозито-чарнокитовый ряд) образует также довольно хорошо известную группу, в которой уже чаще встречаются несколько более кислые породы. В пределах этой ветви можно установить следующую последовательность извержений:

I. Пироксенит, перидотит, габбро, норит.

II. Иотунский норит, мангерит (микропертит + пироксен), лабрадорит (анортозит).

III. Пироксеновый сиенит и монцонитовый гранит.

Характерный «руководящий» минерал этой ветви — пироксен; магма была бедна водой.

Наибольшего распространения эти породы достигают на западе, в берген-иотунской зоне. Они образуют здесь покровы, лежащие на кембросилуре, и выступают по обе стороны геосинклинали; галька содержится в кембросилуре, а сами покровы перекрыли впоследствии свои собственные конгломераты. Часть их подверглась позднейшему интенсивному рассланцеванию, причем в древних основных породах оно выразилось сильнее, чем в молодых. Они распространились по обширной площади движений каледонского орогенеза, вылились на ее поверхность, а впоследствии при продолжающихся движениях были перекрыты. Поэтому нижняя поверхность их по большей части сильно милонитизирована.

Нижнюю возрастную границу трудно определить. Некоторые факты говорят в пользу кембрия, но в общем здесь наиболее вероятен ранне-каледонский возраст, т. е. время вплоть до первых фаз складчатости (более слабая милонитизация молодых частей изверженной свиты).

3. Ондалито-тронд'емитовая ветвь (гранодиоритово-тоналитовая) вероятно самая молодая из трех ветвей высокогорного района. Здесь преобладают кислые породы, хотя дифференциационный ряд вообще очень многообразен. Основные члены (связь которых с этой ветвью частью сомнительна) старше кислых. Наиболее характерные члены — ондалиты (плагиоклаз, ортоклаз, кварц, пироксен, биотит — соответствующие среднему составу изверженных пород) и белые граниты (тронд'емиты: натриевый плагиоклаз, кварц, подчиненный биотит). Характерна разница с бергенской ветвью в отношении полевых шпатов: там микропертит и богатый известью плагиоклаз, здесь — богатый натром плагиоклаз и подчиненный калие-

вый полевой шпат. В темных компонентах преобладает слюда; магма была богата водой.

Породы образуют интрузивные залежи и лакколитовые массы, сравнительно мало рассланцованные и недалеко распространенные. Главные массы по большей части нетронуты, дайки местами рассланцованы. К северу от Трондьемского района распространение их достигает совершенно необычайных размеров; особенно в районе Лофотенов, где они образуют огромные массивы. Т. Фогт считает, что здесь именно находится «центральный батолит» всех изверженний.

Гольдшмидт и позднее Т. Фогт (*67*) указывали, что на юго-западе (в Ставангере) трондьемитовые породы (интрудировавшие главным образом по контакту филлитовой серии и зеленых сланцев) образуют собственно общую массу, рассланцованную к востоку и к наружному краю. В северной же Норвегии интрузии принимают обычно характер отдельных интрузивных залежей, лакколитов и факолитов. Это зависит по всей вероятности от возрастающей к северу мощности осадков.

По возрасту эта группа вероятно послеордовицкая (Гольдшмидт, *1, 26*):[1] интрузия продолжалась вплоть до раннего девона. Более древняя группа (протогиновые граниты) встречается в Готландии уже в виде гальки, тогда как более молодые группы мало затронуты каледонскими движениями. Сродство этих трех ветвей еще не вполне ясно; наиболее вероятна связь между зелеными лавами и ондалитовой ветвью. Дифференциация наступила по всей вероятности только позднее, в процессе развития, под влиянием временных и региональных различий в характере горообразования.

Определение различий в возрасте этих трех ветвей — древних или докаледонских зеленых лав, ранне-каледонской берген-иогунской ветви и несколько более молодой ондалит-трондьемитовой ветви — совершенно необходимо для понимания каледонских гор. Местом возникновения и образования этих пород является именно каледонская геосинклиналь в различных стадиях ее развития. Только по окончании горообразования магматическая деятельность распространяется на форланд (грабен Осло), причем наблюдается полное изменение химизма пород (натровые породы в противоположность щелочно-известковым породам складчатых гор, см. ниже).

5. ТЕКТОНИКА

Основная проблема норвежского высокогорного района заключается в том, что повсюду, начиная от Хардангерфьорда на западе и вплоть до Финмаркена на крайнем севере, встречается снова все то же характерное «обратное расположение» метаморфизма: на поверхности древнего фундамента и слабо метаморфизованного кем-

[1] Баклунд (C. R. Congrès géologique international, Madrid, 1928) допускает, что все граниты и связанные с ними эффузивы ранне-каледонские; это следует понимать таким образом, что все они затвердели до полного окончания складкообразования.

бросилурийского покрова восточных фаций лежит серия сильно метаморфизованных пород, положение которых в верхних горизонтах совершенно непонятно при нормальных условиях. Проблема этого обратного расположения не ограничивается каледонскими горами; разрешение ее чрезвычайно важно для геологии складчатых гор вообще, и те выводы, которые мы сделаем здесь, могут оказаться весьма существенными для общего понимания тектоники.

Имеются разные толкования этой проблемы; точка зрения исследователей менялась несколько раз. Прежде эти условия залегания считались нормальными, и допускали поэтому, что метаморфическая серия самая молодая. Исследователь оказывался здесь перед совершенно неразрешимой загадкой. Огромный шаг вперед был сделан Тёрнебомом (*I, 59, 60*), который обратил внимание на то, что на границе неметаморфического и сильно метаморфизованного палеозоя можно установить обычно горизонт милонитизированных, сильно раздробленных пород; на этом основании он пришел к заключению, что расположение пластов здесь обратное повсюду, а именно: верхняя метаморфическая (и потому немая) группа — древняя, соответствующая породам фундамента или по меньшей мере спарагмитовой формации (сланцы Оре, группа Севе). Тёрнебом допускал, что это метаморфическое основание надвинуто горизонтальным перемещением на породы фундамента и восточный силур (залегающие нормально) на расстояние до 140 *км*, причем движения происходили главным образом в ЮВ направлении. Обратные движения в СЗ направлении можно заметить разве только в западной Норвегии. Корни этого надвига лежат в геосинклинали; для центральной области (Емтланда) — приблизительно на восточном крае трондьемской мульды.

В Швеции такое толкование держалось довольно долго, в Норвегии к нему всегда относились скептически, и существенные изменения этой точки зрения, возникшие в течение последнего десятилетия, исходили из Норвегии (Бреггер, Гольдшмидт, Т. Фогт, Хольтедаль и др.); в Швеции за последнее время к этой новой теории примкнули Гавелин, Квенсель и Фрёдин. В принципе проблема эта одинакова повсюду, поэтому можно дать здесь ее беглый обзор.

Весьма своеобразен характер древнего фундамента — он лишь слабо затронут каледонской складчатостью; форланд даже вовсе ею не затронут. И сейчас еще можно проследить на большие расстояния неизменно ровную древнюю докембрийскую поверхность денудации. С приближением к каледонской складчатой системе она неожиданно погружается с резким перегибом (но без настоящего разлома) и скрывается под ней. Современное высотное положение таково, что поверхность древнего фундамента лежит может быть не ниже, чем соседние складчатые горы, между тем как она должна была бы находиться на несколько тысяч метров глубже. Следовательно каледонские горы лежат и посейчас еще в зоне опускания — в «складчатом грабене» (Гольдшмидт, *I, 21*).

Описанные ранее интрузивные породы, надвинутые — активно или пассивно (плутоническими или тектоническими процессами)—

на древний кристаллический форланд и его неметаморфический покров, происходят безусловно из этого складчатого грабена. Принесены ли издалека также и сильно метаморфизованные осадочные образования, чередующиеся с изверженными породами, — это уже другой вопрос.

Чтобы разобраться в этих породах, особенно важно выяснить степень их метаморфизации и связь их с вышеописанными изверженными породами. Установлено с точностью, что метаморфизм здесь не докембрийский, а каледонский. Среди этих пород можно различить следующие серии, метаморфизм которых ослабевает к наружному краю; ширина их вкрест оси складчатых гор в общем довольно равномерна (Гольдшмидт, *I, 24, 27*).

Снаружи (ЮВ). Глинистые сланцы с коллоидальной основной массой и чисто механическим рассланцеванием; 50—70 *км*

Филлиты (кварц, мусковит, хлорит); 30—80 *км*

Биотитовый сланец (кварц, мусковит, биотит); 20—50 *км*

Гранатово-слюдистый сланец; 10—35 *км*[1]

Слюдистый сланец с полевым шпатом

Внутри (СЗ) Инъекционные гнейсы.

Отдельные зоны метаморфизма параллельны складчатому грабену таким образом, что наиболее сильный метаморфизм сосредоточен в самом складчатом грабене, а самый слабый располагается в наибольшем отдалении от него. Неправильности замечаются только в области крупных каледонских изверженных масс, причем здесь зональное распределение связано с контурами изверженных тел, и последовательность зон представляет собою местную контактовую свиту, расположенную вокруг изверженного тела. В связи с этим в зонах сравнительно слабой метаморфизации могут быть включены местные области более сильного метаморфизма. Т. Фогт указывал, что эти региональные изменения должны быть отнесены главным образом за счет молодых каледонских интрузий; ордовикские, ранне-каледонские интрузии дали, по его мнению, только области контактового метаморфизма.

Метаморфизм следовательно послекембрийский, вызванный погружением в область складчатого грабена и выжиманием из него изверженных пород,[2] поэтому нет никаких оснований считать эту метаморфическую серию докембрийской.

---

[1] В пределах Трондьемской области Гольдшмидт различает: a) подзону без известковых силикатов, b) подзону, в которой начинается образование известковых силикатов (олигоклаз, клиноцоизит, амфибол), c) подзону известково-силикатовых гнейсов и таких же сланцев, с пироксеном и основным плагиоклазом. Последняя может уже соответствовать слюдистым сланцам с полевыми шпатами.

[2] Легкоплавкость трондьемской магмы, богатой водою, сыграла по мнению Гольдшмидта, большую роль в широком развитии инъекционного метаморфизма.

Но все это не дает еще исчерпывающих объяснений общего характера этой серии. Нельзя отрицать того, что здесь имели место сильные движения, и каледонские изверженные массы без сомнения были инъицированы вдоль больших разломов. При этом сами они и сопровождающая их контактовая область оторваны в некоторых случаях от зоны изверженния, так что прежняя связь совершенно незаметна; в основании передвинутых масс образовались распространенные милонитовые горизонты.[1] В противоположность этому более молодые изверженные массы сохранились еще частью на месте. Гольдшмидт дал прекрасное описание этих условий на примере Ставангерской области, где как раз отчетливо видны переходы между местом выхода и механическим переносом (*I, 26*).

Таким образом мы подошли к точке зрения, выдвинутой Гавелином, Квенселем и Фрёдином и гласящей, что образование больших метаморфических комплексов связано не просто с интрузией, а с интрузией + *движение;* это особенно касается мощных комплексов сланцев Севе, прорезанных амфиболитами, которые очень распространены в восточной части хребта, от Емтланда вплоть до Лапландии (*I, 15, 17, 51*).

Новейшую точку зрения можно таким образом уточнить в том смысле, что верхняя метаморфическая серия не всегда старше нижележащего неметаморфизованного кембросилура; установлены также и непосредственные переходы метаморфизма и фаций; размах надвига здесь во всяком случае значительно меньше, чем думали первоначально.

Часть метаморфических пород происходит из складчатых грабенов, была выжата из них совместно с изверженными породами и надвинута на форланд; но отсюда совсем не следует, что тектонические движения достигали такой невероятной силы, как было принято думать прежде, так как разница в метаморфизме объясняется не просто одним надвигом, а комбинацией интрузий с передвижением отдельных частей структуры. Т. Фогт указывал, что рассланцевание и вытягивание в большинстве случаев параллельны первичной слоистости.

После этого введения общего характера рассмотрим отдельные части хребта. Мы различаем, согласно Хёгбому (*I, 33*), шесть основных районов, из которых последний, Финмаркен, имеет уже несколько своеобразный отпечаток (см. рис. 2).

а) Область Хардангер-Иотун

В западном районе видны очень ясно основные черты структуры. На севере и на юге фундамент подходит непосредственно к складчатому грабену; на юге на этом фундаменте имеется пологий покров кембросилура (кварцевые сланцы, кварцит, мрамор, филлит),

[1] Особенно характерным можно считать исследованный Гольдшмидтом высокогорный кварцит из южной Норвегии, содержащий гальку иотунского габбро, который таким образом моложе габбровых изверженний. В последующую орогенную фазу он был покрыт надвигом габбрового массива.

почти не затронутый движениями. На севере филлиты собраны в складки, опрокинутые к северо-западу.

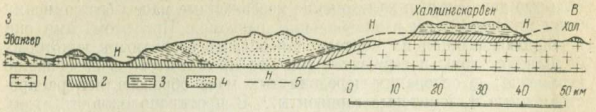


Рис. 6. Схематический поперечный профиль каледонского складчатого грабена в Иотунском районе. По Хёгбому, Фенноскандия.

1—древний фундамент; *2*—филлиты; *3*—сдавленные граниты; *4*—габбро; *5* (*Н*)—надвиг.

С той и с другой стороны поверхность фундамента погружается под складчатые горы, центр которых состоит здесь преимущественно из частью сланцеватых (в основании), частью массивных изверженных пород (берген-иотунская ветвь). Нормальный порядок напластования форланда несет с обеих сторон покров, состоящий в нижней части из «высокогорного кварцита», сланцеватого кварцитового комплекса с конгломератовыми прослоями, а в верхней — из частично рассланцованных габбровых и гранитовых масс. Залегающие в нижних горизонтах силурийские филлиты частью раздроблены и сильно раздавлены. Очень характерно, что метаморфизм нижней «нормальной» серии слабее там, где она залегает в углублениях фундамента, и где она была таким образом защищена от сильных движений (Гольдшмидт, *I*, *22*).[1] Высокогорный кварцит, содержащий габбровые и гранитные компоненты, не является следовательно древней серией, а лишь фацией кембросилура, подвергшейся сильному динамомет-



Рис. 7. Карта бергенских дуг. По Кольдерупу.

1—архей; *2*—гнейс Ульрике; *3*—силур; *4*—лабрадорит; *5*—мангерит; *6*—серпентин; *7*—соссюритовое габбро; *8*—молодой гранит.

[1] Благодаря этому сохранились нижне-кембрийские ископаемые.

таморфизму и доходящей возможно до готландия; она образовалась бессшорно после интрузии берген-иотунских пород. Первоначально он мог содержать нормальные горизонты кровли кембросилурийской серии, представляя собою своего рода фацию форланда в начинающемся орогенезе. В некоторое позднейшее время эти интрузивные массы были передвинуты дальше в виде жестких плит и надвинуты на их собственные конгломераты; при этом в нижней части этих плит образовались сланцеватые милонитовые породы. Здесь повидимому довольно ясно, что движения были направлены с обеих сторон на форланд. Главный горизонт движений лежит во всяком случае на довольно высоком стратиграфическом уровне, над ордовицкими филлитами, которые являлись вероятно горизонтом скольжения.

На крайнем западе, между Хардангером и Согнефьордом от главного грабена ответвляются Бергенские дуги, направленные к СЗ; их тектоническое положение частью еще загадочно (рис. 7).

Здесь мы имеем дело с двумя массивами, глубоко вдавленными в фундамент и состоящими из довольно сильно метаморфизованного кембросилура с согласным включением берген-иотунских пород.

Далее к северу, на Согне- и Нордфьорде (Рёраген) в складках фундамента встречается еще одно включение сильно складчатого кембросилура.

Эта серия прорезана белыми гранитами трондьемитовой ветви и перекрыта несогласно даунтоном. Здесь складчатость следовательно додаунтонская (арденнская). Отсюда можно заключить, что и на западе структура не так проста, и что здесь возможно имелось первоначально несколько «складчатых грабенов».

b) Спарагмитовое поле южной Норвегии

На озере Мьёзен плита фундамента, перекрытая нормальным кембросилуром района Осло, граничит с эокембрийскими спарагмитами, причем линия контакта имеет здесь ВЗ простирание. Поверхность фундамента погружается к северу под мощные спарагмиты. Само спарагмитовое поле собрано в довольно крупные складки, между которыми зажаты сдавленные и сильно размытые кембросилурийские мульды.

Южная граница, т. е. граница с районом Осло, имеет собственно везде характер надвига, причем верхние члены спарагмитовой формации (серия квитвола) надвинуты к югу на нормальные кембросилурийские пласты (Хольтедаль, *1, 35*).

Последующие разломы значительно усложняют общую картину. В принципе мы имеем здесь те же условия: внутренность древней впадины (образованной еще в период эокембрия) выжата и вынесена кверху на края впадины. Но впечатление такое, что надвиги распространились здесь не очень далеко; в целом спарагмитовую формацию можно считать автохтонной; краевые нарушения носят характер чешуйчатых надвигов. Особое внимание нужно обратить на то, что главная поверхность движений находится не в силуре,

а глубже, — в пределах эокембрийской серии. Фундамент однако и здесь также почти не затронут движениями. Простирание, как было указано выше, в районе оз. Мьёзен почти восточно-западное; ближе к Швеции оно изменяется снова в направлении ЮЗ — СВ.

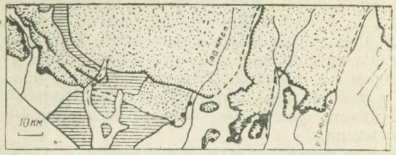


Рис. 8. Спарагмитовое поле южной Норвегии.
По Хольтедалю.

Белое — архей; *пунктир* — спарагмит; *полосчатое* — кембросилур; *черные точки* — непосредственно лежащий на древнем фундаменте средний кембрий; *зазубренная линия* — надвиги. Ср. рис. 9.

Южным продолжением этой зоны движений можно считать складчатые цепи района Осло. О специфическом характере этого района будет сказано ниже, так как он обусловливается главным образом разломами и молодыми извержениями. Кембросилурийские складки, которые обнаруживаются здесь между разломами и под изверженными покровами, относятся еще безусловно к каледонскому орогенезу.

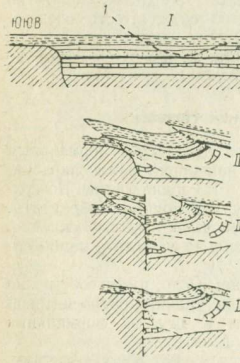


Рис. 9. Развитие тектоники по краю спарагмитовой формации (Мьёзен). По Хольтедалю.

I — осадочная структура; *II* — надвиговая фаза; *III* — образование разломов; *IV* — современная картина.

1—более поздний надвиг; *2*—кембросилур; *3*—зона с *Holmia*; *4*—группа Квитвола; *5*—в. спарагмит; *6*—известняки Вири; *7*—н. спарагмит; *8*—архей.

Фундамент здесь также почти или даже совсем не деформирован, тогда как кембросилурийские отложения района Осло собраны в складки с В — З или ВСВ — ЗЮЗ простиранием. Складчатость довольно значительная; к югу она постепенно затухает. В общем наблюдается чередование довольно резко выраженных антиклинальных гребней с широкими пологими синклиналями. Местами замечаются незначительные опрокидывания и сбросы складок на север; да-

вление шло следовательно тоже с севера, но в общем характер этого района приближается к складчатому шельфу (швейцарская юра), а не к типичной геосинклинали.

Принимая во внимание слабую деформацию фундамента, приходится думать, что кембросилурийская серия представляет собою нечто вроде сколотого покрова на фундаменте. В пределах кембросилурийской свиты, характеризуемой переменной жесткостью, наблюдаются ясные признаки дисгармоничной складчатости в связи с различной пластичностью отдельных горизонтов.

Возраст складчатости последаннтонский (эрийский), так как мощные даунтонские отложения залегают согласно с основанием; но складчатость эта несомненно древнее изверженных пород района Осло. Таким образом ясно, что внешняя зона была собрана в складки позднее, чем внутренность геосинклинали. Хольтедаль не без основания подчеркивает, что здесь мы имеем дело с зональным перемещением орогенеза (*I*, *36*).

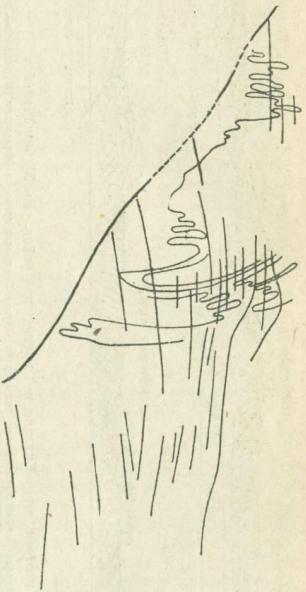


Рис. 10 Схема складок и разломов района Осло. По Г. Клоссу.

c) Трондьемское поле и Емтландский надвиговый район

Оба эти района могут быть рассмотрены одновременно; они лежат на одном и том же поперечном разрезе хребта и здесь несомненно наличие текто-генетических связей.

Трондьемское поле представляет собою по существу естественное северо-восточное продолжение берген-йотунской зоны. На севере и на западе оно граничит с докембрийскими гнейсо-грани-



Рис. 11. Схематический профиль трондьемской мульды. По Фрёдину.

1– архей; *2*—группа Ховин; *3*– рёрросско-бимаркская группа; *4*—докембрий.

тами, на юге — со спарагмитами. Внутренняя часть его состоит в общем из двойной синклинали с изверженным ядром тронд-

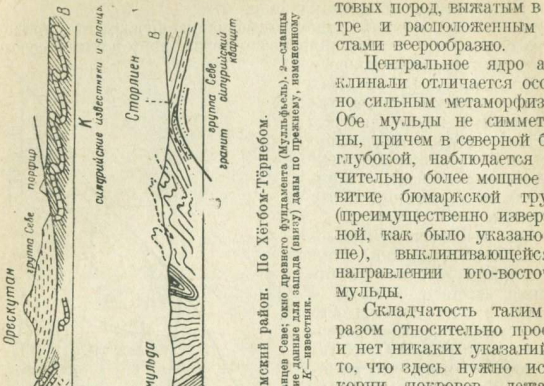


Рис. 12. Старый профиль через Ватланд и Тронднемский район. По Хёгбом-Тёрнебом.

1—на востоке нормальный силур с песчаниками, известняками, далее у оз. Стинсен Севе окно древнего фундамента (Мульфосл), 2—станцы Исаа тенфорского поля и окно в Стьрлиене, 3—ордовик. Стрелки показывают запад (вилу) дамы по прямой, изменяющему теперь, делению западного кембросилура. К—известняк.

хейтовых пород, вжатым в центре и расположенным местами веерообразно.

Центральное ядро антиклинали отличается особенно сильным метаморфизмом. Обе мульды не симметричны, причем в северной более глубокой, наблюдается значительно более мощное развитие бюмаркской группы (преимущественно изверженной, как было указано выше), выклинивающейся в направлении юго-восточной мульды.

Складчатость таким образом относительно простая, и нет никаких указаний на то, что здесь нужно искать корни покровов, лежащих дальше к юго-востоку. Следует обратить особое внимание на следы поперечной складчатости, которая может быть старше, чем основная.

Подчеркнутые Карстенсом постепенные переходы в степени метаморфизации также говорят в пользу надвиговой теории (*I, 11*).

Возраст складчатости ставит еще несколько проблем. Возможно, что орогенические движения начались очень рано; уже в ордовиции они могли иметь вертикальный характер.[1] На юге на каледонском фундаменте лежат остатки даунтона; они не смяты, но в них имеются разломы. Складчатость здесь повидимому арденнская, но

[1] Тронднемская и экнесская фазы Хольтедаля и Т. Фогта (см. выше).

на севере, на островах при входе в Трондьемский фьорд (Сулен), древний фундамент надвинут на девон (Кольдерун, *I, 45*). Т. Фогт особенно подчеркивает в последнее время, что на этом основании здесь можно предполагать настоящий молодой орогенез (свальбардскую фазу), подтверждение чему можно найти также и на Шпицбергене *(I, 67)*. Дать точное определение возраста верхней границы конечно нельзя; но не исключается возможность того, что дело касается здесь древневарисских (бретонских?) движений.

Спарагмиты северо-восточного края трандьемской мульды отделяют эту область от Емтландского надвигового района; здесь эта структура, в общем довольно однородная, представляет целый ряд загадок. В общих чертах условия залегания таковы, что емтландский силур, полого погружающийся на северо-запад, перекрывается на больших пространствах более или менее метаморфизованными сланцами Оре, прорванными то согласными, то несогласными амфиболитами. Над сланцами Оре лежат слабо метаморфизованные сланцы Кёли, которые принято считать эквивалентом западного си-



Рис. 13. Профиль Емтланда. По Фрёдину, 1922.

a—докембрий; a_1—то же, рассланцованный; *b*—восточный силур; *c*—сланцы Оре с зелеными породами; *d*—сланцы Кёли, западный силур; стрелки—направление движений.

лура. В нескольких антиклиналях (Мулльфьель и антиклиналь на границе Норвегии) древний фундамент (порфиры и гнейсы) прорывается сквозь верхние серии пластов, причем на краю наблюдается всегда одна и та же последовательность: фундамент — восточный силур — сланцы Оре — сланцы Кёли. Так как прежде думали (Тёрнебом, Хёгбом), что залегание сланцев Кёли и Оре несогласное (=группе Севе, рис. 12), приходилось считать, что последние старше западного кембросилура и относить их к метаморфическому эокембрию или просто к древнему фундаменту. Отсюда следовало, что порядок напластования можно было объяснить только крупным надвигом с северо-запада, и что сланцы Оре происходят из восточного края трондьемской мульды.

Фрёдин (*I, 15*) доказал, что такого несогласия нет; с петрографической точки зрения переход от сланцев Оре вверх к сланцам Кёли — постепенный и непрерывный, и развитие метаморфизма также непрерывное (см. рис. 4). Переход этот связан с самыми сильными движениями в основании комплекса и с интрузиями основной магмы, рассланцованной и превращенной в амфиболиты. Таким образом «сланцы Оре» — не стратиграфическое понятие, а фация комбинированного контактового и динамо-метаморфизма; этот метаморфизм доходит до разных горизонтов западных фаций кем-

бросилура. Стратиграфически сланцы Оре могут таким образом относиться частью к нижнему кембросилуру (к рёросской групе), частью к более высоким его горизонтам, в зависимости от того, располагаются ли главные поверхности движений и интрузий только в основании комплекса, или они захватывают и более высокие отделы. Метаморфизм (образование сланцев Оре) зависит также и от петрографического характера пород и их сопротивляемости орогеническому импульсу. В южном Емтланде кембросилур состоит из прибрежной фации спарагмитоподобных песчаников, которые являются между прочим производными древнего фундамента и не могут следовательно происходить из отдаленных мест. Эти хрущие породы подвергались лишь незначительным движениям; интрудированные магмы носят характер неизменённых диабазов (Отфьелл). Далее к северу сланцеватая кембросилурийская фация переходит далеко на запад. Здесь имеются соответственно значительно большие данные для смятия, а вместе с тем и для метаморфизма, и диабазы рассланцованы здесь в амфиболиты. Еще дальше к северу (Оресктан) метаморфизация захватывает большую часть западного силура; здесь к комплексу сланцев Оре относятся конгломераты вероятно верхне-силурийского возраста (трондьемитовая галька). Если сланцы Оре только метаморфическая фация, то и в других отношениях здесь нельзя найти резкой границы с восточным силуром; и здесь также имеются переходы. В основании восточного силура также лежат спарагмитовые песчаники, местами метаморфизованные и принимающие характер сланцев Оре. Вместе с тем отпадает необходимость считать, что западный надвинутый комплекс происходит из отдаленного района, а этим сокращается диапазон горизонтальных движений.

Фрёдин различает три фазы: 1) рассланцевание спарагмитового силура, 2) инъекция диабазов при продолжающемся боковом давлении — собственно образование сланцев Оре, 3) позднекаледонское сжатие и милонитизация, совпадающая прежде всего в базальных горизонтах с направлением второй фазы движений. В отдельных случаях встречаются правда еще неразрешенные проблемы. Фрёдин, основываясь на том, что надвиги направлены в некоторых случаях с двух сторон к выходам древнего фундамента в антиклиналях, расположенных в середине, вывел заключение, что эти последние не представляют собою «окон», и что отдельные метаморфические комплексы отлагались в обособленных складчатых грабенах и были надвинуты в обе стороны (на восток и на запад) на «рамы». Он разбивает весь механизм на ряд отдельных встречных процессов. Затруднение состоит здесь в том, что на южных и северных концах, там, где антиклинали древнего основания погружаются, нельзя обнаружить встречных движений, а лишь непрерывное простирание покрова сланцев Оре. Это указывает повидимому на то, что движения были сильнее, чем допускает Фрёдин.

d) Северная часть каледонских гор

Детальное рассмотрение вышеописанного района было необходимо потому, что оно дает ключ к пониманию северной части кале-

донских гор. На восточном крае профиль здесь в основном тот же самый.

Над докембрийской равниной Швеции располагается нормальный восточный силурийский комплекс, представленный преимущественно только нижней зоной (хиолитовым песчаником); над ним лежат милонитовые породы переменной мощности, а еще выше сильно метаморфизованная серия сланцев Севе и амфиболитов; край надвига этой последней серии образует настоящий обрывистый «глинт», расположенный над шведским плато, сложенным из пород древнего фундамента.

Это тот профиль, который повторяется на всем протяжении, начиная от Орескутан (в горах Сарек, Кебнекайсе) вплоть до Торнетреск и далее к северу. В горах Сарек в покровном массиве можно различить нижнюю — сиенитовую, и верхнюю — амфиболитовую глыбы. Метаморфизованные осадочные образования отходят здесь на второй план, но они встречаются все же в обеих глыбах. В глубоких долинах и отдельных «окнах» породы основания обнажаются неоднократно еще далеко на западе *(1, 29, 31, 55)*.

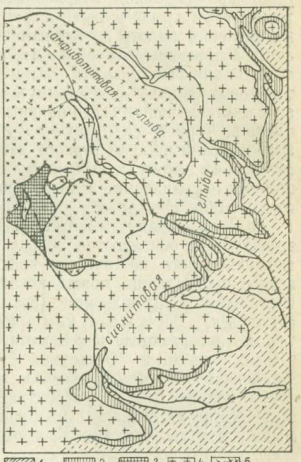


Рис. 14. Карта гор Сарек. По Зейдлицу.

1—древний фундамент; *2* — восточный силур; *3* — западный силур; *4*—сиенит; *5*—амфиболит.

Вряд ли можно сомневаться в том, что здесь имеются надвиги в восточном направлении, но из петрохимических исследований Квенселя и Гавелина *(1, 17, 18, 19, 51, 52)* ясно, что надвинутый метаморфический комплекс — не докембрийский и может вполне относиться к кембросилуру. В таком случае мы и здесь также имеем комбинированный динамо- и контактовый метаморфизм, вызванный интрузией пород берген-иотунской ветви по поверхностям каледонских движений. Комбинация этих двух метаморфизмов является характерной для восточного края. Движения длились здесь дольше интрузии, так что вынесенные на поверхность изверженные массы были частично оторваны от основания, поэтому они милонитизированы в нижнем контакте. Внутри самого горного массива на западе) компонент движения ослабевает, и контакты с прилагающими породами носят чисто изверженный характер (см. рис. 16).

Западная часть хребта была недавно исследована более подробно Т. Фоггом (*1, 62, 65, 68*).

Возможно, что основной принцип распределения пластов заключается в том, что весь Нордланд состоит из трех глубоких синклиналей, разделенных антиклинальными поднятиями древнего фундамента. Каждая из этих синклиналей имеет особый порядок напластования, особые формы тектоники и особый характер вынесенных на поверхность изверженных масс.

Самая восточная синклиналь (Торнетреск) отличается прежде всего преобладанием амфиболитов, интрудировавших на севере в восточном крыле и распространившихся далее к югу в западном направлении вплоть до ближайшей западной синклинали. Местом их происхождения могла бы быть западная синклиналь (вторая), из которой они были выжаты. Затем они были инъицированы в форме пластовых залежей в восточную серию и вместе с нею образовали впоследствии чешуйчатые надвиги на восток. Восточный край синклинали Торнетреск отличается интенсивным образованием чешуй. Вышеописанный край горного массива (Сарек — Кебнекайсе) относится повидимому к этой синклинальной области, выжатой в восточном направлении. На юге продолжением ее может быть надвиговый район Емтланда.

Далее к западу в антиклинали Ромбак (антиклиналь Торнетреск) снова обнажаются породы древнего фундамента, но в противоположность восточному краю они здесь сильно смяты. Их южное продолжение можно искать в выходах фундамента между Емтландом и Тронъемом (антиклинали на границе Норвегии, Муллфьел). На западе к ним примыкает синклиналь Офотен-Сулительма, изверженные массы которой состоят из габбро с колчедановыми залежами. Осадочная свита представлена многократным чередованием метаморфических и неметаморфических серий, которые нельзя однако рассматривать как надвиговый комплекс; образование их связано с интрузиями на разных горизонтах. Возможно, что эта синклиналь продолжается на юге в тронъемском поле.

Детальные и очень ценные исследования Т. Фогта (*1, 68*) внесли некоторую ясность в тектонику и механику интрузий этого запутанного района. Тектонически здесь можно провести различие между плоскими тарелкообразными синклиналями без изверженных включений (нормальный или тромс-тип) и сильнее смятыми синклиналями с согласно залегающими изверженными породами. Собранный в складки и метаморфизованный кембросилур прорезан двумя сериями трещин, пересекающимися под прямым углом, из которых Фогт выводит (на основании закона деформации Мор-Гартманна) общее направление сжатия СЗ 285° — ЮВ 105°. Растяжение ВЗ, т. е. под углом в 15° к указанному направлению сжатия; эллипсоид деформации более глубокой зоны течений стоит поэтому под косым углом к эллипсоиду более молодой зоны разломов. Механизм этот можно объяснить до известной степени при помощи дифференциальных движений по плоскостям наслоения (рис. 18*а* и *b*).

Большие интрузивные габбровые массы имеют форму факолитов со слегка выпуклой нижней стороной и сильно выгнутой, но согласно залегающей кровлей; они образуют также вздутия на плоскостях наслоения, и материал их в некоторых случаях продвинулся довольно далеко в виде пластовых залежей. В кровле ясно выражен контактовый метаморфизм, в подошве его не наблюдается. Расположение материала не симметрично; основание по большей части

рассланцовано (фации амфиболитов и зеленых пород), тогда как верхние части остаются массивными; рассланцевание является, правда лишь отчасти, функцией мощности массы. На этом основании Ф-т считает вероятным, что постепенное выделение магмы продолжалось (продолжался таким образом и рост факолита) от изверженных базальных брекчий и сланцеватых разновидностей внизу до

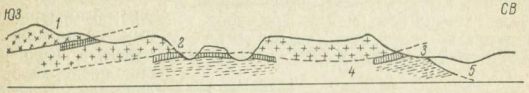


Рис. 15. Профиль гор Сарек. По Зейдлицу. Ср. рис. 14.

1—амфиболит; *2*—сиенит; *3*—силур; *4*—древний фундамент; *5*—силурийский кварцит.

массивного основного штока вверху. Более молодые граниты в противоположность этим породам залегают не вполне согласно.

Общую механику Фогт разъясняет следующим образом: образование складок на поверхности древнего фундамента, вызвавшее образование грабена, повело

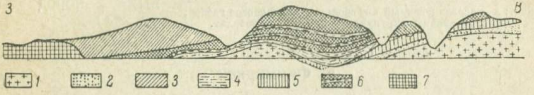


Рис. 16. Профиль района Кебнекайсе. По П. Квенселю.

1—древний фундамент; *2*—восточный силур; *3*—западный силур; *4*—метаморфизованный силур; *5*—милонит—твердый сланец; *6*—амфиболит со сланцами Севе; *7*—габбровая интрузия.

к двустороннему выжиманию осадочного выполнения и к одновременному излиянию глубинной магмы, которая шла частью по поверхностям движений, концентрируясь в местах наименьшего давления, частью же способствовала дальнейшим перемещениям в качестве подвижной среды.



Рис. 17. Три главных тектонических элемента Северного высокогорного района. По Т. Фогту.

1—гранит; *2*—гнейсовая инъекция; *3*—древний фундамент; *4*—амфиболит.

Разделение здесь массивных пород на несколько факолитов противоположно той общности изверженных масс, которая характерна для южной Норвегии и объясняется различной мощностью осадков в обеих областях. Соответственно с этим движения на юго-западе были более общими, тогда как здесь они распались на частные передвижки.

Третья, самая западная, синклиналь (синклиналь Нордланда) выходит на севере на воздух; она характеризуется главным образом огромными массами кислых изверженных пород, подстилающими осадочную серию; благодаря осевым поднятиям на севере, в Лофотенах, они носят характер связаной *каледонской* изверженной области. По Т. Фогту, это, так сказать *центральный батолит*, из которого произошла главная масса каледонских изверженных пород *(I, 62—64)*.

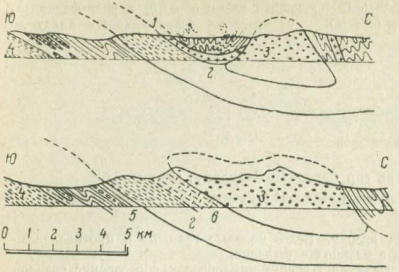


Рис. 18*a*. Два поперечных профиля района Сулительма. По Т. Фогту, 1928.

1—гранит; *2*—рассланцованный амфиболит; *3*—оливиновое габбро; *4*—гнейс; *5*—сланцы фурулунд; *6*—плотный амфиболит.

е) Финмаркен.

На крайнем севере простирание метаморфической серии с чешуями на юго-восток отклоняется к северо-востоку. В связи с этим здесь обнажается лежащий под нею неметаморфизованный кем-

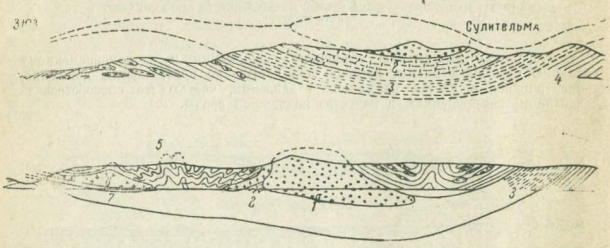


Рис. 18*b*. Два продольных профиля лакколитов Сулительма. По Т. Фогту.

1—оливиновое габбро; *2*—массивные амфиболиты; *3*—рассланцованные амфиболиты и зеленые сланцы; *4*—палеозойские сланцы, *5*—сланцы фурулунд; *6*—гранит; *7*—зеленые сланцы.

бросилур. В Лапландии и западном Финмаркене надвиг расположен еще непосредственно под хиолитовым горизонтом, тогда как в Порсангерфьорде и Танефьорде он находится уже в пределах кровли порсангерской серии. По мнению Хольтедаля совершенно ясно, что здесь в основе как метаморфической, так и неметаморфи-

ческой группы лежат одни и те же породы. Особенно характерными для обеих групп являются доломиты (*I*, *34*).

Нижняя серия отличается ясным несогласием в ордовиции (между боссекопской и порсангерской сериями). Здесь представлены повидимому уже древние ордовицкие движения, достигшие большей интенсивности, чем на юго-западе. В восточном Финмаркене простирание определенно восточно-западное; возможно поэтому, что здесь мы имеем дело с восточным ответвлением каледонских гор. Далее встречается видимо более молодая волнистость, тоже

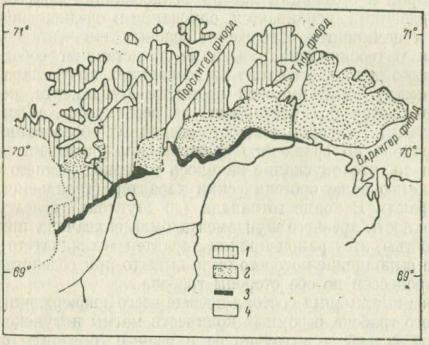


Рис. 19*a*. Карта Финмаркена. По О. Хольтедалю.

1—метаморфическая серия; *2*—финмаркенские песчаники; *3*—хинлитовая зона; *4*—докембрий.

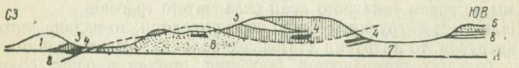


Рис. 19*b*. Профиль Финмаркена. По Хольтедалю.

1—изверженные породы; *2*—надвиг; *3*—метаморфическая серия; *4*—доломит; *5*—гранит; *6*—порсангерские песчанники; *7*—архей; *8*—нижний кембрий.

с ВЗ простиранием, которая связана отчасти со складками на Канине и с Тиманом. Что касается каледонской складчатости, то предполагается, что она не имеет непосредственной связи с этими восточными элементами. Мне этот вопрос кажется еще неясным. В томе I я указывал на стр. 196, что на Канине и Тимане наблюдается доверхне-силурийское несогласие. Действительно, имеющаяся там серия, состоящая из слюдяных сланцев и филлитов с гранитными интрузиями, сильно смята и залегает повидимому несогласно как в отношении пологих пластов мезозоя, так и в отношении слабо складчатого карбона. Несомненность древнекаледонского воз-

раста складок Финмаркена не исключает возможной связи их с первой фазой тиманско-канинской складчатости, причем такая возможность подчеркивает ранее отмеченную нами противоположность этой и собственно уральской складчатости.

6. СТРУКТУРА НОРВЕЖСКИХ КАЛЕДОНИД

Попытаемся дать общий обзор на основании имеющихся данных.

В кембрии и ордовиции массив Фенноскандии покрывается морем. В ордовиции усиливается опускание в средней полосе этого массива, и начинается извержение зеленых лав — эта полоса превращается в геосинклиналь. Она не представляет собою повидимому единого целого, а состоит из нескольких почти параллельных впадин; между ними имеются поднятия фундамента, которые не распространяются по простиранию на весь хребет, а встречаются лишь местами. Большая мощность осадочных образований высокогорного района по сравнению с форландом указывает во всяком случае на то, что опускание началось в период раннего силура и носило частью даже орогенический характер (трондьемская и экнесская фазы). В конце готландия (до даунтона) вследствие того, что поверхность древнего фундамента была захвачена интенсивной складчатостью, этот район принял характер «складчатого грабена», осадочное выполнение которого было выжато при содействии интрузивных процессов по обе стороны грабена.

Процесс выжимания состоял прежде всего в извержении изнутри складчатого грабена огромных количеств магмы иотунской и трондьемитовой ветвей и интрузии ее в разные горизонты осадочных образований грабена и его краев. При продолжении процесса эти осадки были собраны в складки и надвинуты на форланд вместе с интрудированными в них пластовыми залежами. В Норвегии главное движение шло к востоку; но следует принять во внимание, что мы не знаем западного края складчатого грабена.

Надвиги и интрузии взаимно перекрываются; то надвиг длительнее интрузии, то интрузия длительнее надвига. Магмы поднимались вдоль больших поверхностей движения, причем в одних случаях они оставались на месте (изверженный контакт), в других — перемещались дальше тектоническими процессами (милониты).

Краевой надвиг распространяется во всяком случае на несколько километров, но вряд ли он достигает размеров, указанных Тёрнебомом. Чтобы решить этот вопрос, следовало бы знать, выжимался ли материал из одной синклинали, или каждый складчатый грабен, почти параллельный соседнему, имел свой особый механизм. Здесь следует помнить во-первых, что отдельные грабены, как было указано, могли перемещаться, и во-вторых, что они не располагались непременно перпендикулярно направлению движений. Отклонение фронта надвигов в Финмаркене и распространение амфиболитов на западные синклинали в Нордланде могут быть истолкованы именно таким образом. Ширина области изверженний могла поэтому изменяться по простиранию; также могла изменяться и

длительность извержений. Вместе с тем отдельные глыбы могли иметь известные «точки подвеса», прикрепления «Aufhängepunkte» (Херитш, восточные Альпы), и взаимно перекрываться на краях. Такое соображение поможет разрешить немало затруднений.

Очень существенным для общего строения является также положение главной поверхности движений и интрузий (*I, 36*). В Иотунском районе она располагается в пределах ордовиция или у верхней его границы; в спарагмитовом районе она лежит глубже; в Емтланде она залегает частью над верхне-силурийским пентамерусовым известняком; в западном Финмаркене и Лапландии — непосредственно над нижне-кембрийским хиолитовым песчаником; в восточном Финмаркене — в верхнем ордовиции. Уровень надвига таким образом колеблется, и в нем наблюдается повидимому волнистость; в связи с этим в некоторых случаях можно установить чешуи более древних слоев, надвинутые на более молодые, а в других не удается установить большей древности верхней метаморфической серии (Хольтедаль). Во всяком случае никогда не удавалось доказать участие в надвигах древнего фундамента, который вел себя повсюду как жесткое основание, перекрытое обычно при опускании и поддававшееся лишь в редких случаях структурной деформации. [1]

Следует отметить связанное вероятно с этим колебание в направлении оси. По Т. Фогту, единая синклиналь Берген-Иотунской области должна представлять глубокий вырез в структуре и соответствовать поэтому более высокому положению оси; ось торного хребта понижается к северо-востоку (Трондьем), где наблюдается разделение грабена на два или на три. Далее к северу оси снова выходят на воздух, а в Лофотенах обнажается изверженное основание. Горообразовательный механизм каледонид может найти объяснение только в комбинации тектоники и интрузий.

Складчатость распространяется наружу, так как складки форланда в районе Осло — последаунтонские (эрийская фаза Штилле). Постумные движения, значение которых прежде не дооценивалось, продолжались вплоть до девона (свальбардская фаза Фогта), но возраст их не поддается точному определению. Здесь можно однако предположить известную аналогию с теми условиями, которые наблюдаются в Нормандии, о чем будет сказано ниже.

7. ИНТРУЗИИ И ТЕКТОНИКА В РАЙОНЕ ОСЛО

Выше уже упоминалось о том, что в районе Осло, т. е. в окрестностях Христианийского фиорда, можно проследить затухание каледонской складчатости в форме простой серии складок с ВЗ простиранием, затронувшей главным образом послекембрийский покров, не деформируя древнего фундамента. Мягкие квасцовые

[1] Вплоть до краевой неглубокой милонитизации. На западе Фогт допускает более значительную деформацию древнего фундамента. Баклунд подчеркнул недавно не без основания, что эти незначительные деформации во всяком случае несовместимы с представлением о складчатости рамы.

сланцы основания образовали нечто вроде горизонта скалывания, и вообще складчатость эта дисгармоничная в связи с разной пластичностью отдельных силурийских комплексов; имеются указания на то, что складки древних горизонтов силура правильнее и более плоски, хотя между отдельными комплексами не наблюдается никакого стратиграфического несогласия.

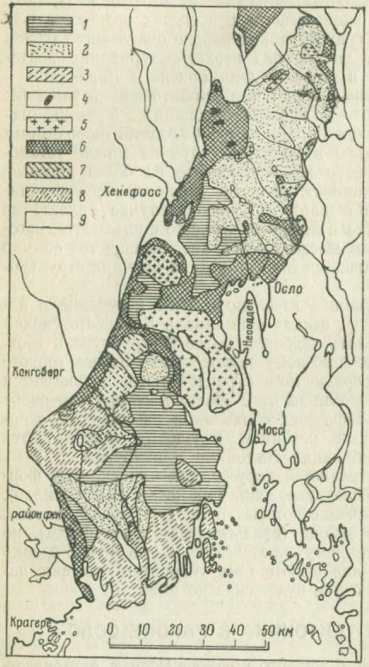


Рис. 20. Схематическая карта грабена Осло. По Брёггер-Шетелиг.

1—ромбические порфиры, порфириты и т. п.; *2*—нордмаркит, экерит и т. п.; *3*—лаврдалит; *4* — эссексит; *5* — гравитат; *6*—палеозой; *7*—кварцевый экерит; *8*—ларвикит; *9*—древний фундамент.

Направление складок отклоняется от направления основной складчатости высокогорного района, которая тянется в ССВ направлении; отдельные складки носят характер кулис, ориентированных на ВСВ, и отклоняются на востоке к северо-востоку. Весьма показательно, что в антиклинальных областях, характеризуемых морфологически группами островов, наблюдается интенсивное развитие мелкой складчатости, тогда как лежащие между ними большие мульды — широки и неглубоки (см. рис. 21 и 10).

В противоположность собственно каледонским горам орогенез области Осло не заканчивается последаунтской складчатостью (т. е. эрийской фазой); интенсивные разломы и извержения магмы начались лишь позднее и придали району Осло тот характерный облик, который хорошо известен нам по детальным исследованиям Брёггера; благодаря им он стал классической областью глубинно-вулканических и тектонических исследований *(1, 6, 7, 8, 9)*.

Образование разломов и извержения магмы связаны тесной

взаимной зависимостью, так как магматический очаг был выжат именно вследствие глубокого погружения впадины Осло (до 1 350 *м*).

Определения начала второй орогенической фазы несколько расходятся. Прежняя точка зрения Кьерульфа сводилась к тому, что вся изверженная серия была вынесена на поверхность после образования складчатости, и что связанные с нею излившиеся покровы залегают несогласно на складках и даже на молодых продуктах эрозии этих складок (самые молодые конгломераты). По мнению же Брёггера древнейшая основная интрузия могла совпасть с последней фазой складчатости. Общая масса изверженний во всяком случае моложе складчатости, так же как и сбросы в их окончательном виде, даже если различать (по Брёггеру) в поверхностях сбросов две фазы движений, из которых первая возможно связана еще с затухающей складчатостью.

Система крупных сбросов, в результате которых силур района Осло погрузился на 1 000 *м* против поверхности фундамента (вследствие чего он сохранился при последующей денудации), простирается в ССВ направлении. Но отдельные части ее направлены к северу или к северо-западу, так же как изверженные дайки и интрузии. Клоос подчеркнул, что вследствие этого последние располагаются веерообразно по отношению к главным трещинам, и в результате получается система ступенчатых кулис, стоящих почти перпендикулярно к несколько более древним кулисам складок (см. рис. 10).

Таким образом здесь имеется несколько систем сбросов, причем центральная часть (собственно район фьорда) опустилась сильнее всего. Оси складок отклоняются местами вдоль разломов (Экеберг), из чего можно заключить, что эти последние моложе, хотя закономерное расположение их указывает на существование генетической связи. Вдоль поверхностей сбросов наблюдаются обычно мощные брекчии трения. Кьерульф отметил еще в 1883 г., что на зеркалах скольжения преобладают пологие штрихи, что подтвердилось и новейшими исследованиями Клооса. Сопоставляя это явление с тем, что отдельные части здесь явным образом передвинуты в горизонтальном направлении, Клоос считает, что здесь имела место горизонтальная передвижка восточного края грабена на ЮЮЗ (*XII, 15*).

При исследовании изверженных магм замечается, что древние авгитовые порфириты образуют преимущественно пластовые залежи, тогда как более молодые кварцево-сиенитовые порфиры и ромбические порфиры следуют обычно по северо-южным трещинам. Отсюда можно заключить, что образование трещин закончилось только уже во время изверження магмы. Изверженная серия А района Осло известна необычайным разнообразием производных и правильной последовательностью их выделения: от древних основных до молодых кислых пород. Самые молодые — это маломощные диабазовые и протеробазовые дайки с СЮ простиранием, которые прорезают все более древние породы (серия В).

Основная магма представляет собою типичный член щелочного

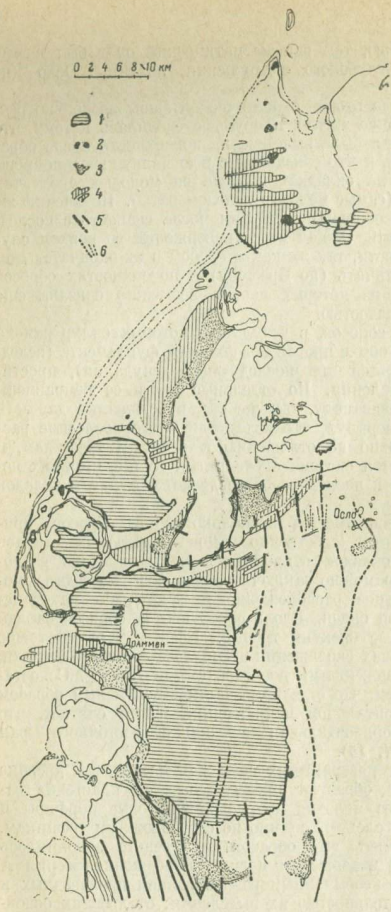


Рис. 21. Тектоническая схематическая карта северо-западной части грабена Осло между Мьёзен и Драммен. По Клоосу и Шольцу.

1—гранит; *2*—эссексит; *3*—даунтон; *4*—силур; *5*—сбросы; *6*—жилы.

ряда и отличается большим содержанием окиси натрия. Средний состав, по Брёггеру, близок к нордмаркитам, которые занимают здесь самую большую площадь. Здесь известны как глубинные представители, так и их излившиеся эквиваленты и жильные представители расщепления магмы шести главнейших типов.

Брёггером предложено приведенное ниже деление с кратким описанием пород (соответственно времени их появления).

I. Диабазовый ряд. Эвгранитовые (кристаллически - зернистые) породы (эссекситы) образуют штоки и лакколиты в силуре, который приподнят здесь куполообразно и сильно разбит. Излившиеся породы—авгитовые порфириты, мелафиры и лабрадоровые порфириты, образующие покровы мощностью 10—25 *м* (и до 100 *м*); среди сопровождающих их жильных пород можно указать бедные железом бостониты и лампрофировые камптониты и кислые менаиты. Часто встречаются пластовые залежи. Главная

область их распространения — район к северу от Осло, где имеется ряд небольших штоков и лакколитов, который тянется с севера на юг.

Излившаяся фация известна далее к югу (Драммен, Скьен).

II. Ларвикиты (авгитовые сиениты). Ларвикиты являются типичными глубинными породами. Краевая и излившаяся фации сложены знаменитыми ромбическими порфирами, известными здесь в виде нескольких покровов мощностью до 150 *м*. В районе Драммена можно различить до 15 покровов, отчетливо выступающих даже морфологически. Распространение ромбических порфиров выходит далеко за пределы района Осло (Богуслан в Швеции). Жильная свита состоит из ромбических порфиров, сиенитовых лампрофиров и минетт. Глубинная фация концентрируется преимущественно в южной и юго-восточной частях грабена (Ларвик, Скьенсфьельд); покровы ромбических порфиров распространены главным образом к западу от Драммена и к западу и к северо-западу от Осло.

III. Лардалиты (нефелиновые сиениты). Глубинная фация имеет не слишком широкое распространение (Лардаль) и тесно связана с предыдущей группой, хотя она может быть и несколько моложе ее. Типичные лардалиты — слюдяные сиениты и пуласкиты (без нефелина с небольшим количеством темных компонентов) представляют собою вероятно глубинные производные ларвикитовой магмы, излившиеся пока она была еще горячей и вязкой. Дифференциация жильной свиты очень значительна; она происходила повидимому в двух направлениях:

1. Обогащение Mg, Fe, Ca,
2. Обогащение щелочными алюмосиликатами и кремнекислотой.

Согласно с этим можно подразделить жильную свиту на четыре группы:

Меланократовую

Кальциоплетовые	Алькалиплетовые
Камптонит, фассинит	
Бронзитовый керсантит	
Керсантит	Хеймит
Вогезит	Натриевые минетты

Лейкократовую

Натриоплетовые $(SiO_2) < 6R_2O$	Оксиплетовые $(SiO_2) > 6R_2O$
Нефелиновый порфир	Кислый сёльвсбергит
Тингуаит и основной сёльвсбергит	Бостонит
Фойяит	
Хедрумит	Лестиварит

Исходя из лардалитовой магмы, продукты расщепления дополняют друг друга в прямых пропорциях. Ромбические порфиры, содержащие нефелин, могут также быть отнесены к лардалитовым магмам в качестве их излившегося эквивалента. Между III и IV прошел вероятно несколько бо́льший промежуток времени, который характеризуется образованием конгломератов ромбических порфиров.

IV. Нордмаркиты (красные богатые окисью натра кварцевые сиениты). Кроме главной породы, которая занимает большие площади, сюда можно отнести также несколько более основные авгитовые сиениты (акериты, пуласкиты), которые являются до известной степени переходными породами. Пограничная зона нордмаркитов — ортофировая, редко гранофировая; акериты имеют также сиенитовую краевую фацию. Излившиеся эквиваленты — кварцевые ромбические порфиры и покровы сиенитового порфира, не имеющие большого распространения. Жильная свита опять очень разнообразна (трахитоидные сиениты с кварцем, кварцсодержащие сёльвсбергиты, линдёиты, сиенитовые аплиты, керсантиты, минетты и т. д.).

Нордмаркиты занимают самую большую площадь в районе Осло; особенно в Нордмаркене — между Осло и Мьёзен, а также к северо-востоку от Скьен.

V. Натровые граниты (экериты). Краевая фация аплитовая, среди даек особенно характерны гранодиоритовые. Для магм III и V характерна жильная свита тингуаит-сёльвсбергит-грорудит с постепенным понижением в содержании нефелина за счет повышения количества кварца. Главные выходы этих пород находятся близ оз. Экерн, к юго-западу от Драммена. Известна также порфировая фация.

VI. Биотитовые граниты (граниты Драммен). Краевая фация аплитово-гранофировая; жильная свита нормально гранитовая. Эти породы образуют знаменитый лакколит с силурийским покровом близ Драмменфьорда; небольшой выход их известен также на берегу Тюрифьорда. Он застыл на небольшой глубине.

Серия В Брёггера состоит из безусловно значительно более молодых даек диабазо-порфиритовых, протеробазовых и редко слюдяного диабаза. По Брёггеру это последние основные остатки опустошенного магматического бассейна (донный осадок). Здесь возможна уже связь с многочисленными диабазами Швеции и Шонена, но достоверно установить ее нельзя.

Изверженные породы района Осло занимают огромные площади. По Брёггеру они покрывают:

Авгитовые сиениты, слюдяные сиениты, нефелиновые сиениты	900 км²
Кварцевые сиениты, натровые граниты	2 900 „
Граниты калиевого ряда	800 „
Порфировые породы	1 400 „

Эта магматическая свита стала классической для наших представлений о дифференциации и интрузиях магмы. Следует особенно подчеркнуть связь между опусканием области грабена и поднятием изверженных масс и лакколитовый тип залегания в различных горизонтах кембросилура; при этом нужно отметить, что интрузии поднимались по разломам, которые раздвигались при этом и не сопровождались таким образом плавлением боковых пород. В вопросах дифференциации важно было установить совпадение последовательности кристаллизации с последовательностью изверженний.

В процессах расщепления магмы было установлено деление на

глубинно-магматическое (в магматическом очаге, до интрузии) и лакколитовое расщепление (после интрузии). Дифференциацию Брёггер сводит к диффузии труднорастворимых компонентов по направлению к плоскостям охлаждения.

С обще-петрографической точки зрения очень существенны кроме того исследования Гольдшмидта о контактовом метаморфизме изверженных пород района Осло (*I, 20*). Он считает на основании данных, полученных в стратиграфическом покрове, что для древней серии статическое давление равнялось приблизительно 400 *ат*, а температура образования минералов во внутреннем контакте — от 1 000 до 1 200°. Позднейшие интрузивы, лежащие под покровами эссексита и ромбического порфира, мощность которых измеряется километрами, находились вероятно под более высоким давлением. Можно различить внутреннюю (пирокеновую) и наружную (амфиболовую) области контакта; зависимости контактовых пород от состава изверженного материала не наблюдается. Контактовый метаморфизм либо нормальный, без добавления материала извне, или пневматолитовый с привносом материала (наблюдается особенно в известняках).

Тщательное исследование изверженных пород сделало Норвегию классической страной для изучения связей интрузивных процессов с тектоникой. Натровые породы так же тесно связаны генетически с тектоникой разломов, как щелочные породы с каледонской складчатостью. Тектоника разломов представляет собою более позднюю фазу, стоящую по времени между каледонским и варисским циклами, но имеющую в пространственном отношении закономерную связь с древней складчатостью: разломы проходят почти перпендикулярно к складкам. Уже Штилле (*I, 57*) указал на аналогию этих условий с рейнским грабеном, связанным аналогичным образом с варисской и альпийской складчатостями; он также характеризуется интрузией пород натриевого ряда (Кайзерштуль). Штилле пытался даже выделить целую зону, пересекающую всю Европу, — от Мьёзена через Рейнскую область средней Германии — грабен долины Рейна — впадину р. Роны — до Средиземного моря.

Клоос (*XII, 15*) пытался недавно дать картину механики грабена Осло на основании отдельных наблюдений (Г. Клоос, Э. Бедерке, К. Роде, Г. Шольц). По его мнению, общая картина объясняется лучше всего, если допустить, что высокогорный район, включая и телемаркскую глыбу, был сдвинут немного на ЮЮЗ по отношению к балтийскому щиту. По образовавшимся при этом главным (СЮВ) и диагональным (ССЗ) трещинам поднялась магма и опустились грабены. Оба эти процесса явились компенсационными в связи с увеличением поверхности вследствие образования трещин.

8. ПОСЛЕКАЛЕДОНСКОЕ РАЗВИТИЕ НОРВЕГИИ И ЕЕ МОРФОЛОГИЯ

В противоположность британским каледонидам, позднейшее развитие которых тесно связано с историей Западной Европы, норвежские каледониды спаяны процессами складкообразования с балтийским щитом, с которым они тесно связаны и исторически. Поэтому

целесообразнее рассмотреть эпейрогеническое и морфологическое развитие этой области отдельно, считая этот отдел продолжением эпейрогенеза балтийского щита, рассмотренного в I томе.

В пределах норвежских каледонид не сохранилось свидетельств о позднe-палеозойском времени и триасе; нельзя найти никаких следов средне-шведского (Визингсё) накопления осадков, которое происходило возможно в триасовом периоде. С самого начала ясно, что процессы разрушения достигли здесь сильного развития, но кажется дело не дошло здесь все же до образования настоящего пенеплена, так как юрские отложения Андё (на Лофотенах) лежат согласно И.Х.Л. Фогту на очень неправильном основании (*I, 61*).

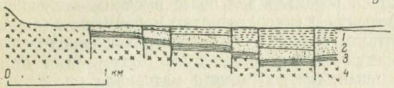


Рис. 22. Профиль юры Лофотенских островов. [По И. Х. Фогту.

1—сланцы; *2*—песчаники; *3*—угольные пласты; *4*—гранит.

Юрские отложения Андё, хорошо исследованные благодаря бурению на каменный уголь, одни только свидетельствуют о мезозойской трансгрессии в пределах скандинавских каледонид; главная площадь трансгрессии находится далее к северу; захватила ли она, как полагает Фогт, также и значительные части высокогорного района, или же мы имеем здесь дело с краевой областью трансгрессии (на что указывают может быть угольные залежи основания), это еще не выяснено точно.

Юрские отложения Андё лежат во впадине грабена на неправильной поверхности каледонских гранитов с первичными разницами высотного положения, доходящими, по И.Х.Л. Фогту, до 400 *м*.

Расчленение их следующее (*I, 56, 61*):

3. Верхний отдел глинистых сланцев по меньшей мере в 125 *м* с песчаниками и глинистыми железняками; из ископаемых найден один только *Pecten (validus)*. Возможно, что эта группа относится уже к нижнему мелу.
2. Светлые и темные песчаники мощностью около 325 *м* с включениям других пород. В верхних частях преобладает *Aucella Keyserlingi;* по Фогту и Лундгрёну, это киммериджпортландский (волжский) ярус, по Д. Н. Соколову — он соответствует отчасти уже нижнему неокому. Еще ниже фауна богаче, здесь встречаются: *Griphaea dilatata, Pecten validus, P. nummularis, Limea duplicata, Perisphinctes* cf. *duplicatus* и белемниты. По Лундгрёну они относятся вероятно к оксфорду.
1. Грубозернистые песчаники с битуминозными сланцами, огнеупорными глинами и каннельским углем около 60 *м*. Известна только флора: *Scleropteridium Dahllianum, Equisetum, Baiera pulchella, Phoenicopsis latior, Ph. angustifolia, Pinus microphylla, Pinus Nordenskjöldi, Brachyphyllum boreale*. По Геру, дело касается здесь бурой (средней) юры.

Расчленение и ископаемые свидетельствуют о несомненной принадлежности их к русско-арктической провинции; возможно, что здесь имелась связь с Остенгландом.

Вся серия была затем разбита на куски послениижне-меловыми сбросами, происходившими преимущественно в СЮ направлении. О возрасте этой тектоники невозможно дать никаких точных указаний. И.Х.Л. Фогт думает, что это были нижне-меловые (юнокиммерийские) движения,[1] игравшие известную роль в окружающих Скандинавию районах, но возможно, что это был и более поздний орогенез. Во всяком случае впоследствии здесь наступила очень интенсивная денудация, которая привела к образованию поверхности размыва, лежащей невысоко над уровнем моря, т. е. в области прибрежной платформы, о которой речь будет дальше, и охватывающей одинаково как фундамент, так и юру. Принимая во внимание разрушение всей юрской серии и наблюдающееся здесь доледниковое поднятие каледонского хребта, И. Х. Л. Фогт приходит к выводу, что здесь имело место общее поднятие на 1 000 *м* после юрского и до ледникового периода. Как было сказано выше, нельзя считать доказанным, что юрская трансгрессия действительно покрывала всю эту область, и неизвестно поэтому, образовались ли видимые здесь древние формы рельефа (древние поверхности) после юрского периода или до него. Об этом будет еще сказано ниже. Нельзя во всяком случае сомневаться в наличии здесь сильного юрского опускания после юрской тектоники в краевой области Фенноскандии.

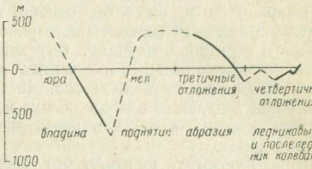


Рис. 23. Эпейрогеническая кривая юры Лофотенских островов. По И. Х. Фогту.

Все, что можно сказать о позднейшем развитии скандинавских каледонид, должно быть выведено из морфологии внутренней части страны и побережья, так что здесь можно провести деление только в пределах доледниковых, ледниковых и послеледниковых процессов, причем и здесь еще остается достаточный простор для индивидуального толкования.

Образование высокогорного ландшафта Норвегии нельзя относить за счет каледонской складчатости, так как каледонские горы должны были быть разрушены в значительной степени уже в период карбона. В строении современного хребта обнаруживается участие значительных частей их архейского форланда; последние образуют местами как раз самые высокие его части (Гауста

[1] *Прим. ред.* В русской геологической литературе эту фазу движений чаще называют «андийской» в соответствии с терминологией французов.

1 890 *м*, Харадангер-Иёкуль 1 993 *м*, Снехетта 2 301 *м*). Нельзя вообще сравнивать безоговорочно этот высокогорный район с молодыми альпийскими горами, так как альпийские формы свойственны прежде всего его береговым обрывам, между тем как центральная часть, особенно на юге, совсем не носит альпийского характера; вершины, покрытые ледниковыми полями, имеют здесь относительно зрелый характер. Соответственно с этим и оледенение носит скорее характер единой центральной ледниковой массы с отдельными ответвляющимися от нее потоками, стекавшими в глубоко врезанные прибрежные русла, а не свойственный Альпам характер «сети ледниковых потоков».

Неправильным было бы однако и определение центральной части норвежского высокогорного района как нагорья, так это делалось в некоторых случаях. Опускание ниже уровня моря и отложение горизонтальных осадочных образований вряд ли имело здесь место со времен девона. Каледониды подвергались субаэральной денудации в продолжение невообразимо долгого периода, и здесь должны были быть эродированы невероятные количества горных пород.

Нужно полагать поэтому, что здесь уже очень рано возникла поверхность размыва, результатом чего явилось образование «древней поверхности» высокогорного района (Рёйш, *I, 53*). Если подняться с норвежской прибрежной платформы по крутым обрывам расположенных за нею фьордов, то с удивлением видишь внезапно расстилающийся впереди очень плоский ландшафт со зрелыми формами. Его ни в коем случае нельзя назвать равнинным, так как он прорезан неглубокими долинами, характерными для стадии сильно развитой эрозии, врезающимися в край древнего ландшафта наподобие каньонов. По существу эта поверхность правда вряд ли однородна: над нею поднимаются огромные массивы Иотунского поля и Довре с ледниковыми и приледниковыми формами, которые носят опять-таки высокогорный характер. Они сложены преимущественно твердыми кристаллическими породами, и поэтому их считали останцами, наиболее стойкими в отношении древней эрозии, потому что они находились в самой высокой части каледонского хребта. Несколько глубже лежат плитообразные части, сохранившиеся благодаря тому, что неметаморфизованный силур перекрыт на больших площадях твердыми кристаллическими породами. Такие останцы (Hallingskarven) поднимаются над обширными площадями древней поверхности, которая совпадает нередко с отпрепарированной докембрийской денудационной равниной (см. рис. 6). Можно сказать с уверенностью, что здесь мы имеем некоторый древний комплекс форм, который не мог образоваться на этом уровне, а был оторван от своего древнего базиса эрозии, поднят на несколько сот метров и подчиняется с тех пор собственным законам развития. Имеется ли здесь одна или несколько поверхностей, принадлежат ли разрушенные отложения Иотунгеймена и Халлингскарвена к различным по возрасту стадиям выравнивания, этого нельзя еще сказать с уверенностью. Возможно и даже вероятно, что древняя поверхность представляет

собою комплексное образование; на такой точке зрения стоят Рёйш, Махачек и др.; но мы не имеем в настоящее время еще никаких данных для воспроизведения древнейших стадий.

Непрерывную древнюю поверхность можно в сущности хорошо различить только на юге; далее к северу в морфологически отчетливой Трондьемской впадине и особенно в западной части Нордланда поиски связанных между собою частей размытого древнего массива были бы тщетными. Частая смена твердых и мягких пород и еще более интенсивное ледниковое и приледниковое выветривание разрушили здесь древнюю поднятую поверхность в гораздо большей степени, так что здесь мы имеем дело с горами скорее альпийского типа. Возможно, что в восточной, переходящей в Швецию, зоне Нордланда можно еще установить остатки поверхности размыва, что связано наверное отчасти с петрографическим характером пород: неметаморфизованная кембро-силурийская свита перекрыта здесь плитами метаморфических пород, вследствие чего выветривание задержалось, и эти твердые массы возвышаются еще над окружающим ландшафтом в виде отдельных частей древнего размытого плато или разрозненных массивов альпийского типа. В связи с этим восточный край надвигов — граница восточного силура и сланцев Севе — образует по большей части крутой обрыв. В районе Сарек например сиенитовая глыба образует над этим крутым обрывом ландшафт с выраженным характером гор средней высоты, в то время как самая верхняя амфиболитовая глыба поднимается в суровые лишенные растительности области на 1 800—2 000 *м* и представляет собою тип альпийского ландшафта (см. рис. 15). Различная роль отдельных групп пород в ландшафте (амфиболиты — Орескутан, Сарек; Кебнекайсе; габбро — Сулителька, кварциты — Орикафьеллен) имеет на севере повидимому еще гораздо большее значение, чем далее к югу; но это по всей вероятности не унаследованные формы, а результат дальнейшего разрушения.

Поднятие древней поверхности и ее полуразрушенных остатков на современный уровень произошло во всяком случае в дочетвертичном периоде. Вряд ли будет большой ошибкой отнести этот процесс даже в довольно отдаленное прошлое, так как весьма вероятно, что этот приподнятый размытый массив распался на части еще в доледниковом периоде, а в прибрежной области размыв его до степени нового базиса эрозии представляет более или менее законченный цикл. Альманн пытается вывести такое толкование из анализа водной сети и строения прибрежного района (*1, 1*).

Водная сеть высокогорного района очень правильная, но явно несимметричная. Истоки рек Лапландии и южной Норвегии с правильным СЗ и ЮВ направлением, т. е. перпендикулярные к оси хребта (консеквентные), берут свое начало далеко на западе; таким образом общее направление водной сети — к востоку; на севере — в сторону Ботнического залива, на юге — в сторону Скагерака. В противоположность восточной области, западное побережье вообще не имеет длинных долин, а только сильно развет-

вленные системы фьордов, граничащие почти непосредственно с крутыми обрывами древней поверхности. Асимметрия водной системы и топографических форм поразительна: на западе непосредственный крутой подъем к высоким вершинам, на востоке — пологие склоны древней поверхности размыва центральной Скандинавии. Форма долин представляет значительный интерес. На севере реки Лапландии пересекают «линию глинта» в крае надвигового района и носят в его пределах характер молодых долин прорыва, тогда как вне этой линии они вливаются в длинный ряд ледниковых озер, характерных для северо-шведского склона вплоть до Емтланда. На юге, в Норвегии, этот надвиговый край не так резко выражен, и соответственно с этим долины вплоть до их верховий имеют сравнительно равномерное падение.

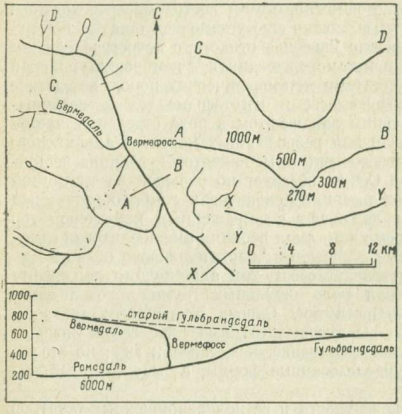


Рис. 24. Морфологическая схематическая карта и профиль водораздела Гульбрандсдаля и Ромсдаля. По Альманну.

Для южной Норвегии в общем также характерно ЮВ направление водной сети (Гульбрандсдаль Вальдрес, Халлингдаль). Но оно может изменяться в связи с геолого-тектоническими моментами; так названные три долины вливаются в область нарушения грабена Осло и отклоняются при этом к югу. Дальше к юго-западу наблюдается наоборот выраженная связь долин с границами и простиранием телемаркской формации. Это врезание в новый тектонический элемент приводит к своеобразному схождению всех южно-норвежских долин в районе Осло, на чем основано его господствующее хозяйственно-политическое значение.

По Альманну, все долины южной Норвегии имеют характерные общие признаки. Они начинаются часто в виде незаметных ложбин в древней поверхности, как например самая большая долина Норвегии — Гульбрандсдаль. Кажется странным, что в этих верхних очень зрелых долинах часто не имеется почти никаких признаков ледниковой эрозии. К югу они становятся отчетливее; одновременно долина значительно углубляется и появляются следы развития долин разного возраста. Наиболее древнюю генерацию

можно еще различить по террасам; она имеет вид плоской очень широкой долины; происхождение ее повидимому долединковое. В период первого оледенения в нее был врезан явно ледниковый трог, который вызвал переуглубление главной долины. В междуледниковое и послеледниковое время это переуглубление было уравновешено резко врезанными соединительными ущельями. Второе оледенение наоборот — не играло здесь повидимому большой роли. Древние доледниковые долины вливаются внизу в пологую сильно размытую равнину, лежащую лишь незначительно выше уровня моря. У выходов в равнину лежат почти всегда краевые озера, к которым следует отнести и Мьёзен. В какой мере происхождение их зависело от подпруды, и в какой мере проявлялось здесь влияние ледниковой эрозии, трудно сказать. Без допущения известной ледниковой эрозии никак не обойтись даже при объяснении образования глубокого Мьёзенского озера (425 *м*), а в некоторых случаях можно еще установить перегораживание ригелями.[1] Нужно сказать однако, что ледниковая эрозия была здесь во всяком случае слабее, чем во фьордах западной Норвегии; Альманн считает, что возможное переуглубление не превышало 250 *м*.



Рис. 25. Профили норвежских долин. По Альманну.

I—до ледникового периода; *II*—непосредственно после первого оледенения; *III*—конец межледникового времени; *IV*—современное состояние (после омоложения трога).
a—боковая долина; *b*—главная долина; *c*—висячая долина; *d*—переуглубленный трог; *e*—соединительное ущелье; *f*—омоложенный трог; *g*—местный бассе эрозии—море; *h*—бассе эрозии; *i*—А-генерация; *k*—ледниковая генерация; *l*—между- и послеледниковая генерация.

Этот же тип повторяется собственно во всех долинах южной Норвегии; они начинаются в виде плоских ложбин в древней поверхности, на дальнейшем их протяжении наблюдается один или несколько циклов омоложений эрозии, приближающих их к стадии каньонов; но древнюю зрелую генерацию долины здесь можно обычно различить еще очень отчетливо, — она переходит внизу в почти ровную поверхность размыва. Это омоложение следует отнести за счет ледникового периода; каньоны и промежуточные ущелья, соединяющие эти долины с вышележащими боковыми долинами, — междуледниковые и послеледниковые.

Морфология самого грабена Осло несколько отлична, поскольку здесь частая смена пород, обусловленная образованием складок и разломов и интрузиями, всецело отражена в топографии района. Особенно характерным является то, что долины прорывают здесь частью твердые изверженные покровы; явление это относят к эпи-

[1] *Прим. ред.* Ригелем называется крутой уступ в продольном профиле долин, образованный большей частью выходом твердых пород.

генезу, считая, что оно указывает на совершенно выравненный ландшафт Осло, который некогда был перекрыт более молодыми слоями (меловыми?), а затем снова обнажился; но едва ли такое толкование безусловно необходимо.

Плоская периферическая краевая равнина, в которую переходят, по Альманну, реки первой доледниковой генерации, сыграла большую роль в геологии Норвегии; она совпадает с тем, что принято называть норвежской прибрежной платформой или береговой равниной. По исследованиям Рёйша, Рихтера, И. Х. Л. Фогта и др., ее можно считать (да и считают отчасти до сих пор) великолепным примером морской абразии. Альманн оспаривает такое толкование; Нансен же принимает его до известной степени. Самую суть этой проблемы можно формулировать следующим образом: начиная от южной Норвегии, можно проследить на всем побережьи до самых Лофотенов сравнительно плоскую зону, которая почти незаметно переходит в направлении моря в плоское мелкоморье — континентальную платформу. Ширина этой зоны определяется несколько различно, в зависимости от того, какое высотное положение принять за ее границу. Обычно пограничными линиями считают 40 *м* выше и 40 *м* ниже нормального нуля. В эту платформу врезаются в форме трогов долины фьордов западной Норвегии, которые продолжаются в ней еще и под водой.

По Рёйшу, И. Х. Л. Фогту и Т. Фогту, береговую равнину нужно считать доледниковой; по Нансену, Гансену и Рихтеру, она моложе, т. е. ледниковая или междуледниковая, и образовалась только после возникновения фьордов. Но, как было сказано выше, все перечисленные исследователи сходятся на том, что ее следует понимать как продукт морской абразии.

Трудности такого толкования выяснились уже давно. Судить об этом можно уже по тому, как неточно определяется высотное положение «береговой равнины». В некоторых случаях ее верхнюю границу определяют на 100 *м*, между тем как в других случаях приходится считать, что она проходит уже на высоте 20 *м* над уровнем моря. Альманн заключает отсюда, что эта равнина не является собственно равниной, а имеет довольно сложное строение. Теоретически трудность заключается здесь в том, что на западном побережьи с его многочисленными шхерами и островами нельзя отнести это явление за счет действия прибоя.

Нансен (*I*, 48) пытался в последнее время снова защищать единство прибрежной платформы, отвергаемое Альманном, но он вынужден был все же допустить некоторую неровность ее поверхности. Он принимает два разных уровня: верхний в 30—40 *м* над нормальным нулем и нижний в 15—18 *м*. В северной Норвегии разница между ними несколько больше (40—50 *м* и 10 *м*). Временем образования их он считает два последних междуледниковых периода. Плоский подводный шельф не является по его представлению непосредственным продолжением нижней береговой равнины, а новым горизонтом, связанным генетически с опусканием уровня моря в период последнего оледенения.

Если откинуть совершенно невероятное толкование, основанное

на том, что древняя поверхность вследствие сбросов была снижена до уровня современного моря, то для тех исследователей, которые отрицают ее морское происхождение, остается только возможность объяснения ее субаэральными процессами. На эту точку зрения встал недавно Альманн, указывая на то, что междуледниковое время, к которому относят обычно образование этой «прибрежной равнины», было слишком коротким для такой огромной механической работы.

Чтобы понять происхождение прибрежной равнины, нужно прежде всего рассмотреть прорезающие ее троги фьордов. Можно дать следующее определение фьордов (по Динзе): «это — связный ряд обычно извилистых крутых и глубоких заливов и проливов в гористых побережьях материка или островов; поперечный разрез их имеет форму трога, продольный дает изменчивый рельеф — от пологих куполообразных поднятий до неглубоких мульд». Норденшильд в добавление к этому подчеркивает, что, «будучи подняты

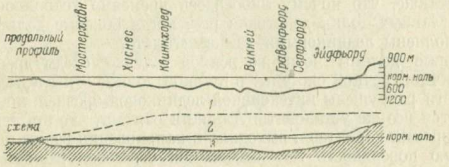


Рис. 26. Морфология Хардангерфьорда. По Альманну.
1—древняя поверхность; *2*—доледниковая генерация; *3*—ледниковая генерация.

над уровнем моря, они представляли бы собою озера или систему озер».

При исследовании происхождения фьордов следует прежде всего обратить внимание на топографию. Она в значительной степени зависит от петрографического характера побережья.

Карточка Бергенского фьорда (см. рис. 7) ясно показывает, что многочисленные рукава и острова тесно связаны с простиранием бергенских дуг, тогда как «консеквентные» главные фьорды (Остерфьорд, Сёрфьорд) врезаются в берег почти перпендикулярно к ним вплоть до архейского хинтерланда. Образование ущелий и разломов перпендикулярно к простиранию бергенских дуг можно повидимому считать доказанным. В принципе остальные большие фьорды западного берега (Хардангер, Согне и пр.) почти не отклоняются от такого порядка. Таким образом петрографический характер пород является решающим; но только на этом основании здесь нельзя было бы установить принципиальной разницы хотя бы с риасовыми берегами.[1]

[1] *Прим. ред.* Риасовыми называют такие берега в областях векового опускания, в которых работа моря (и прежде всего прибой), воспользовавшись чередованием мягких и твердых пород, углубила в первых вдающиеся в материк бухты, оставив вторые в виде выступающих мысов.

Вторым решающим признаком является троговая форма и ледниковое переуглубление. Фьорды представляют собою скалистые бассейны, замкнутые одним или несколькими скалистыми рителями; по отношению к этим рителям внутренняя часть фьорда значительно переуглублена. В Люсфьорде разница глубин составляет 400 *м*, в Хардангерфьорде она доходит до 600 *м*, а в Согнефьорде — до 1 100 *м*.

Это переуглубление вряд ли можно объяснить чем либо иным, кроме ледниковой эрозии. В продольном профиле Согнефьорда особенно отчетливо видно, как боковые ответвления с крутыми плечами трогов вливаются в главный фьорд. Висячие долины на склонах фьордов являются уже значительно менее надежными доказательствами эрозии. Эти долины расположены на разных высотах, к происхождение их не объясняется непременно ледниковым переуглублением главного трога, а может быть отнесено и за счет других причин. Так например здесь мог произойти захват древней дочетвертичной водной сети путем углубления новых долин. Возможно также, что почему либо здесь временно ускорилось углубление главных долин действием рек, когда боковые долины были еще заполнены ледниковыми языками плато.

Боковые долины носят во всяком случае следы древней дочетвертичной речной системы: в главной долине эти следы по большей части разрушены интенсивной ледниковой эрозией, но местами их удается все же установить. Альманн считает, что эта генерация носила зрелый характер и выходила в направлении берега на сильно размытую поверхность так называемой береговой равнины. Если проследить фьорды в глубину, то можно видеть, что вблизи моря их склоны довольно плоски, дальше они переходят в зрелые, а затем во все более молодые долины и заканчиваются крутым обрывом с каньонообразными прорывами в поднятой древней поверхности.

Судя по этому, развитие могло итти здесь следующим образом: после поднятия, которое могло произойти только в послеюрское, но дочетвертичное время, древняя поверхность была изрезана и превратилась в зрелый долинный ландшафт, переходящий по направлению к морю непосредственно в размытую поверхность, лежащую на нижнем горизонте денудации. Только в глубине страны сохранился не расчлененный массив. Имеются указания на то, что такое состояние, стабильное на периферии, было прервано уже в дочетвертичный период новым, хотя и более слабым поднятием; древние долины фьордов врезаются по большей части при помощи рек (хотя бы незначительно) в краевой массив побережья. Ледниковое развитие, прервавшее этот цикл и приведшее к омоложению ландшафта, началось только позднее; оно сказалось главным образом в сильном переуглублении главных долин и в образовании границы между нижним горизонтом денудации и древней поверхностью, которая в настоящее время кажется необычайно молодой и резко очерченной. Это привело к омоложению внутренних частей фьордов, компенсированному в ледниковый и послеледниковый периоды образованием водопадов, каньонов и т. д. Нужно допустить понише-

ние в период ледникового цикла, так как иначе непонятно продолжение фьордов в форме подводных русел. Позднейшее послеледниковое поднятие еще далеко не компенсировало этого опускания.

По Альманну, в южной Норвегии сохранилась еще неразрушенная центральная горная область, покрытая зрелыми древними формами рельефа, над которой поднимаются отдельные свидетели еще более древних стадий и форм (Истунгеймен, Халлингскарвен и др). Вполне возможно, что эти центральные части, лежащие на верхнем горизонте денудации, еще и в настоящее время подвергаются сильному выравниванию *сверху*. Этот центральный горный массив окружен поясом размыва, который имеет в своей периферической части характер поверхности, эродированной в четвертичный период вплоть до нижнего горизонта денудации, и принимает в направлении центра зрелые (а частью молодые) формы рельефа. Восточ-

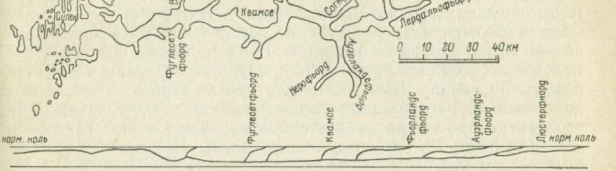


Рис. 27. Карта и профиль Согнефьорда. По Альманну.

ный и западный склоны здесь различны. На востоке переход постепенный; здесь нет резкой границы между древними и более молодыми образованиями, и ледниковый ландшафт здесь слабо выражен. На западе склон крутой; не очень древние, но дочетвертичные формы рельефа в значительной степени разрушены, а ледниковые образования выражены довольно отчетливо. Не требует пояснений, что вследствие создавшейся таким образом асимметрии, коренящейся частью в первичных разницах пород, частью в большей интенсивности работы стекавшей на запад ледниковой массы, западная система имеет преимущества перед восточной.

Поэтому западные части (Лэрдаль, Ромсдаль) захватывают восточные (Вальдрес, Гульбрандсдаль) на плоских перевалах, лежащих на древней поверхности (см. рис. 24). Несомненно, что водораздел находился прежде значительно западнее. Изгибы висячих притоков Ромсдаля (Вермедаль, Ульвадаль) показывают это совершенно ясно.

Следует отметить, что эта морфологическая история, изложенная мною по Альманну, совпадает во многом с теорией В. Пенка. Перекрытые древнею поверхностью, частью связанные еще между

собою внутренние части страны представляют центральный горный массив, характеризуемый нисходящим развитием с остатками еще более древних форм рельефа. Так называемая прибрежная платформа — это принадлежащая к нему подгорная поверхность, периферическая часть которой приняла уже характер окончательно размытой поверхности (нисходящее развитие), тогда как в центре наблюдаются все более молодые комплексы форм (восходящее развитие). При такой формулировке развития ландшафта нельзя однако оставить без внимания те существенные изменения, которые были внесены ледниковым циклом, преобразившим этот ландшафт, выработанный еще в доледниковом периоде, различным образом в зависимости от интенсивности действия ледника. Вряд ли можно найти лучший пример, чтобы пояснить разницу в действии ледниковой и речной эрозии в зависимости от климата. Толкование Альманна, который пытается объяснить строение побережья, исходя из морфологии внутренней части страны, нельзя считать вполне удачным. Нансен указал на то, что Альманн упустил и недостаточно разъяснил весьма существенный факт при определении береговых равнин, а именно: резкое врезывание на внутреннем крае прибрежной платформы и чрезвычайно крутой подъем к высоким внутренним частям страны. Это не может являться формой зрелой стадии развития, не может также быть нормальным задним краем подгорной равнины. Вряд ли можно объяснить ледниковой эрозией этот крутой обрыв, идущий параллельно морскому берегу. По мнению Нансена, против образования этой платформы до эрозии переуглубленных долин фьордов говорит также и то соображение, что вряд ли ледники могли так сильно эродировать долины, не затронув промежуточных частей. Возражение, основанное на том, что береговая равнина не входит во фьорды, Нансен считает несостоятельным во-первых потому, что это не всегда так, а во-вторых потому, что отсутствие платформы внутри фьордов объясняется вполне достаточно крутыми берегами и ослабленным действием прибоя.

На этом основании Нансен остается при старой точке зрения, что береговая платформа образовалась после фьордов, но он изменяет несколько теорию ее морского происхождения, допуская значительное участие субаэральной денудации. Особым моментом является еще действие мороза на берегу, которое усиливает разрушение в пределах линии прибоя и способствует «вгрызанию» ледника в прибрежные скалы. Холодные междуледниковые времена перед наступлением нового оледенения являются поэтому решающими в образовании береговой равнины. Выравнивание происходит при более или менее постоянном уровне воды и является характерным для субполярных областей.

Расхождение взглядов остается таким образом еще в полной силе. Толкование Нансена имеет может быть то преимущество, что оно придает большее значение диференциальным климатическим факторам, чем несколько схематическая точка зрения Альманна.

Если обратиться к северным частям, то главная разница здесь

в том, что в районе западного побережья не сохранилось связных частей древней поверхности. Четвертичное и послечетвертичное разрушение были здесь значительно сильнее. Тектоническое строение, представленное складчатыми зонами, проходящими параллельно морскому берегу, очень резко выражено на протяжении от Трондьемфьорда до Нордланда. Сток определенно субсеквентный, с длинными продольными долинами в легко эродируемых палеозойских слоях и хребтами глубинных пород; короткие долины прорыва соединяют их с морем. Твердая гранитная зона Лофотенов выступает как хребет или как островная цепь.

На берегу можно отчетливо различить 3 зоны: мелководье, береговой край со шхерами и зону фьордов. Так называемая береговая равнина имеет очень беспокойный рельеф; фьорды продолжаются в подводных каналах, очевидно прежде суша лежала вероятно на 200—300 *м* выше. В частности нужно отметить, что в глубине страны попадаются отдельные формы, которые можно считать нунатаками, т. е. вершинами, которые никогда не находились под связным ледниковым покровом. Существует мнение, что на Лофотенах дело обстояло так же. Этим способом пытались объяснить наличие арктической флоры на берегу моря. Альманн присоединяется к этой точке зрения, по крайней мере в отношении последнего оледенения (финигляциальное время). По его мнению, древнюю топографию Лофотенов и Вестераалена можно также считать зрелым горным ландшафтом с окончательно размытым периферическим массивом. Но он не был покрыт связным ледяным покровом, в нем наблюдалось только местное оледенение, проявляющееся в своеобразных сдвоенных рядах морен. Результатом этого развития явились молодые формы рельефа (кары и т. п.), развившиеся во время ледникового цикла из зрелого горного ландшафта.

Таким образом ход развития на севере не является в принципе чем-то отличным. Из готового цикла плоских форм или гор средней высоты путем ледниковой эрозии и приледникового выветривания получился маленький «высокогорный район». Усиленное развитие цикла разрушения можно объяснить тем, что нивеллирующее действие материкового льда было заменено здесь местным оледенением и интенсивным механическим (приледниковым) выветриванием.

Северная часть каледонских гор — Финмаркен образует более низкое плато, высота которого едва превышает 500 *м*.

Анализ морфологии ясно показывает таким образом, что в доледниковом периоде имело место весьма значительное поднятие, размеры которого могли соответствовать приблизительно разнице в уровнях береговых платформ и древней поверхности. Относится ли размыв (Альманн) и абразия (Нансен) береговой платформы к доледниковому или междуледниковому периодам, еще не вполне ясно. Второе поднятие, предшествовавшее непосредственно ледниковому периоду (по Альманну), но которое может относиться и к более позднему периоду, было вероятно не так значительно; оно соответствует незначительному врезыванию долин в береговую платформу. В этот период положение суши достигло своего высшего

предела, который не был превзойден при последующих движениях до настоящего времени.

Ледниковый период повел к понижению норвежского побережья, как и всей Скандинавии. Следы этого понижения могут быть обнаружены в поздне-ледниковых и послеледниковых отложениях ледникового моря (глины), которые достигают, особенно в районе Осло, как и во внутренних частях больших фьордов, мощности в 40—60 *м*. Для населения Норвегии эти плодородные отложения играют большую роль.

Ледниковые образования в районе Осло подразделяются Брёггером на:

Верхние глины Арка
Средние глины Арка
Нижние глины Арка
Молодые ильдиевые глины
Древние ильдиевые глины.

Самый древний горизонт соответствует поздней фазе готигляциального времени (морена Мосс, в устьи Ослофьорда), следы стояния моря немногим отличаются здесь от современного. В период века средней глины Арка (морена Дрёбак) уровень моря был на 150 *м* выше современного; во время верхней глины Арка он достиг максимальной высоты 240 *м* (послеледниковая фаза). В западной Швеции, по Гееру, максимальное опускание (141 *м*) наступило по-видимому уже раньше (начало готитляциального времени); на несколько более древних ильдиевых глинах здесь лежат более континентальные отложения, перекрытые в свою очередь более глубоководными осадками последнего ледникового времени. Эта разница могла быть вызвана неравномерным поднятием и местными колебаниями. Возможно также, что в более древних стадиях четвертичного периода опускание было больше.

Сразу после таяния льда началось поднятие, которое шло сначала быстро, потом несколько медленнее. Здесь также наблюдается колебание, соответствующее литориновому опусканию в Прибалтийском районе и характеризуемое в районе Осло ранними послеледниковыми банками с *Tapes*. Размах его не превышал 3 *м* при уровне моря на 67 *м* выше современного. В настоящее время самая высокая граница моря находится в центральных частях Скандинавии на 284 *м* над уровнем моря; эта цифра является мерилом послеледникового поднятия. Но как было сказано, здесь все же не достигнуто высотное положение дочетвертичного времени, а, по Брёггеру, не достигнуто даже положение последнего ледникового времени. В прибрежных отмелях Норвегии встречаются на глубине до 200 *м* литоральные арктические виды ископаемых, синхронические последнему ледниковому периоду и свидетельствующие таким образом о более высоком положении берега в то время.

Вследствие того, что послеледниковое поднятие началось на южном побережьи Норвегии с периферии и продвиталось отсюда в глубь страны, а в остальных частях Норвегии началось внутри страны и проявилось там сильнее всего, проведение параллелей

бывает часто очень затруднительным. С морфологической точки зрения интересно собственно только доледниковое и может быть междуледниковое поднятие, сильная ледниковая эрозия раннего ледникового периода, опускание во время и в конце последнего оледенения и последующее поднятие. Нужно отметить, что последнее оледенение повело собственно только к выносу рыхлого материала, и что тот цикл, который начался послеледниковым поднятием, дал еще сравнительно мало, и формы рельефа, созданные в ледниковом периоде, находятся частью еще в полной сохранности.

Поразительно равномерные движения во время и после последнего оледенения Нансен относит только частью за счет изостатических процессов ледниковой нагрузки и разгрузки. По его мнению общее поднятие и опускание уровня моря, связанное с таянием ледяных масс или с их нагромождением, также должно было играть здесь значительную роль. Изостатическое движение суши и общее колебание уровня моря — взаимно перекрещивающиеся процессы. К началу последнего ледникового периода, вследствие связывания водных масс при образовании ледника, уровень вод был ниже, показателем чего является подводный шельф; это соответствует приблизительно современным условиям. Затем наступило изостатическое опускание суши, поведшее к позднеледниковому высокому стоянию моря. С таянием льда наступило новое поднятие и одновременное поднятие уровня вод. Нансен допускает, что в более теплые времена (период *Tapes*) приток воды в море был сильнее, чем поднятие суши, следствием чего явился краткий период трансгрессии времени *Tapes*.

9. МИНЕРАЛЬНЫЕ РЕСУРСЫ НОРВЕГИИ

В недрах Норвегии как в древнем фундаменте, так и в каледонских горах, скрыты огромные массы полезных ископаемых, тщательное исследование которых уже рано превратило эту область в классическую страну учения о рудных месторождениях. Затем появились фундаментальные труды И. Х. Л. Фогта, Брёггера, Гольдшмидта и др., которые подняли и разработали вопрос о зависимости месторождений от петрогенетического характера больших геологических единиц.

При исследовании древнего фундамента бросается в глаза, что минерализация его значительно сильнее в Норвегии, чем в Швеции и Финляндии, хотя природа и характер месторождений одинаковы. На первом месте стоят опять-таки железные руды; прежде всего высокоценные магнетиты, а затем титанистые железные руды. Основной тип руд — магматический. Кроме того имеется целый ряд других большею частью более молодых месторождений: никелевые магнитные колчеданы, медные, молибденовые и кобальтовые руды и т. д., связанные с поздне-архейскими или соответственно альгонкскими породами южной Норвегии. Широкое распространение и сильная диференциация именно этих более молодых глубинных пород являются повидимому основной причиной бо́льшей рудоносности и несколько своеобразного характера южно-норвеж-

ского древнего фундамента по сравнению с прочими частями Фенноскандии.

При сравнении этой пестрой картины со значительно более однообразным обликом средне-шведской и финляндской областей возникает предположение, что те части древнего фундамента, которые граничат с позднейшей каледонской геосинклиналью, имели весьма разнообразное развитие еще в допалеозойское время.

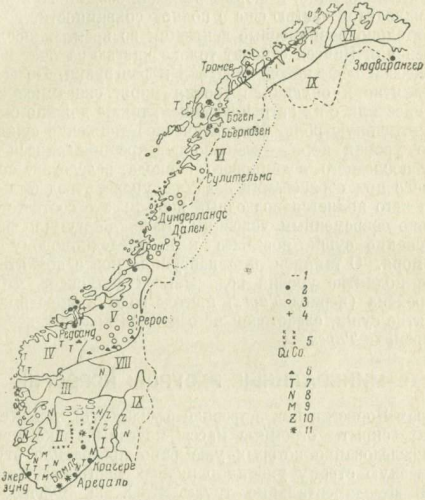


Рис. 28. Обзорная карта важнейших месторождений полезных ископаемых Норвегии.

I—поле Осло; *II*—южный древний фундамент; *III*—Берген-Нотунские горы; *IV*—западный древний фундамент; *V*—трондьемская мульда; *VI*—Северные высокие горы; *VII*—Финмаркен; *VIII*—спарагмит; *IX*—восточный древний фундамент. *1*—государственная граница; *2*—железные руды; *3*—железный колчедан; *4*—медный колчедан; *5*—медные руды в жилах и фальбанды, содержащие Cu, Co, Mo и т. д.; *6*—хромит; *7*—титановое железо; *8*—никелевый колчедан; *9*—молибден; *10*—свинцово-цинковая группа; *11*—серебро.

В каледонской геосинклинали минерализация тесно связана с изверженными породами ветви зеленых лав и (древних) трондьемитов. С древним фундаментом она мало связана. Интрузивные месторождения колчеданов (железо и медь), а также хромит являются основными рудами. Большая часть месторождений относится к ранним стадиям орогенеза, что подтверждается обычно согласным залеганием месторождений с боковыми породами. Интересно, что

норвежские каледониды гораздо богаче полезными ископаемыми, чем соответственные части Великобритании.

Послеорогенная минерализация сконцентрирована главным образом в окрестностях грабена Осло с его разнообразными глубинными и излившимися породами. Здесь встречаются чаще жильные месторождения; значительная роль принадлежит здесь свинцово-цинковым и прежде всего серебряным рудам.

В норвежских каледонидах нет краевой впадины, поэтому здесь не встречается месторождений, подобных скоплениям каустобиолитов во внешних впадинах более молодых гор. Единственные имеющиеся угли относятся к послепалеозойскому циклу.

Каустобиолиты. Так как предшествующее описание коснулось и позднейшего развития Норвегии, то здесь следует указать на единственное месторождение угля в Норвегии в краевых образованиях юрского моря на Андё. В нижних 60 *м* верхне-юрских песчаников лежит пласт каннельских углей мощностью около 1 *м*, связанный с битуминозными сланцами и огнеупорными глинами. Уголь газовый (49% летучих), но очень зольный (около 25%). Добыча его затруднительна уже вследствие одного только (весьма неблагоприятного) географического положения (*XII, 49*).

Железные руды. В пределах этой группы можно провести довольно резкое различие между древними докембрийскими рудами фундамента и каледонскими рудами (*I, 83, 85*).

Докембрийская руда заключает в себе опять-таки несколько разных типов. Важнейшие из них следующие:

Сюдварангер на крайнем севере, принадлежащий генетически и структурно к описанной в I томе (стр. 270—271) группе железных руд шведской Лапландии. Это типичные «магнетиты с кварцевыми прожилками», залегающие в гранито-гнейсах, относящихся вероятно к древнему архею (лептитовая формация?). Рудные залежи согласные и достигают 3 *км* в длину при мощности в 30—180 *м*. Они состоят из перемежающихся пропластков магнетита с кварцем и кварца с магнетитом, толщиною в несколько миллиметров каждый. Среднее содержание железа 35%, оно увеличивается до 52—53% только там, где встречаются роговые обманки и эпидот. Руды эти надо рассматривать как результат выделений магмы.[1] Запас убогой руды, добываемой открытыми разработками, оценивается в 100 млн. *т*; до глубины 500 *м* запас этот может составить около миллиарда тонн. Более богатая руда отбирается вручную; по Фогту, достоверные и возможные запасы ее оцениваются приблизительно в 18 млн. *т*. Добыча 1924 г. составила 441,2 тыс. *т*.

[1] *Прим. ред.* Подобные же руды на берегах Кольского залива и к северу от озера Имандра (гора Кирова), также залегающие среди докембрийских гнейсов, не рассматриваются советскими геологами как магматические выделения. Одни (Полканов) считают их возникшими метасоматическим путем за счет основных изверженных пород, другие (Котульский) не прочь видеть в них результат метасоматоза осадочных толщ. А. А. Полканов, В. К. Котульский, С. Ф. Малявкин. Проблема Кольского полуострова. Георазведиздат. 56 стр. + карта, 1933.

Люнгрот, Сольберг—Нисседаль. Эти месторождения, расположенные в южной Норвегии, генетически очень близки к вышеописанному. В богатых калием гнейсо-гранитах залегают полосы магнетита, часть которых имеет довольно высокое содержание апатита. В Нисседаль, лежащем несколько севернее и граничащем с телемаркской формацией, характер залегания аналогичный. Руда состоит здесь из магнетита с железным блеском и содержит 58—59% Fe и 1,75% P. Запасы меньше, чем в Лапландии, но в Нисседале они достигают все же 700 000 *т*. Добыча 1918 г. — 2 455 *т*; затем разработки здесь прекратились.

Арендаль. Руды этого южно-норвежского месторождения залегают тоже согласно в сдавленном гнейсо-граните. Но здесь магнетит окружен пироксеново-гранатовой породой (скарн), которая превращена частично в брекчию и сцементирована магнетитом. Руда содержит авгит, гранат, роговую обманку, эпидот и известковый шпат. Она безусловно моложе боковых пород, но старше секущих ее докембрийских гранит-порфиров. Происхождение ее вероятно контактово-метасоматическое, аналогично уральским месторождениям этого типа. Руды содержат до 42% железа. В прошлом столетии здесь было добыто 2,33 млн. *т*. Современный запас составляет еще несколько миллионов тонн. Добыча 1923 г. — 5 056 *т*.

Лангё-Крагерё. Этот тип руды залегает в амфиболитах и измененных габбро формации Бамле в южной Норвегии. Магнетит и железный блеск встречаются здесь в брекчиевых жилах, переходящих местами в пластовые залежи. В руде содержатся разные минералы (альбит, диопсид, роговая обманка, кварц, известковый шпат). По Бейшлагу здесь мы имеем пневматолитические выделения при очень высоких температурах. Содержание железа 43—46%. Достоверный и возможный запас превышает 2 млн. *т*. Довоенная добыча составляла около 7 000 *т*; в настоящее время месторождение не разрабатывается.

Фен-Улефосс. Хотя эта группа лежит в пределах древнего южно-норвежского фундамента, она могла образоваться и позднее. Заключенный в гнейсовом граните известняк Фенской области, о котором говорилось уже выше, прорезан трещинами, в которых отложился впоследствии известковый шпат. В этих жилах известкового шпата залегает красный железняк; типичные руды содержат 70% окиси железа и 30% извести. Содержание железа 50%. Кроме того здесь имеются небольшие количества пирита, плавикового шпата и цинковой обманки. Жилы эти во всяком случае старше молодых диабазов района Осло. В общем здесь было добыто около 600 000 *т* руды. В 1924 г. добыча составляла 18,2 тыс. *т*.

Титанистые железные руды. Эта группа особенно характерна для древнего фундамента Норвегии. Важнейший район их добычи находится также в южной Норвегии и примыкает к изверженной провинции Экерсунда (лабрадорит, норит, монцонит, гиперстеновый гранит). Титановые руды бывают двух типов: 1) в жилах норита с ильменитом (40—50%), 2) в ильменитовых шлирах, содержащих 38—40% окиси титана и 38—40% железа. Эти месторождения прорезаны более молодыми основными жильными породами. Добыча

1924 г. (Соггендаль) составила 671 *т* титанистого железняка и 3 472 *т* окиси титана.

Другие месторождения лежат в пределах вышеописанной формации Бамле. Здесь встречаются выделения рутила в сдавленном граните между пегматитами и оливиновым гиперитом (крагерёит с 10—15% рутила и плагиоклазом). Добыча 1924 г.— 1 550 *т*. Апатитовые жилы, о которых будет сказано ниже, также содержат рутил.

Важнее титано-магнетиты в сдавленном габбро на северо-западном побережьи, т. е. в западно-норвежском древнем фундаменте. Руда этих месторождений (Рёдзанд) содержит 50% железа и 7—9% окиси титана. Следует еще отметить содержание в ней корунда. Добыча 1924 г.— 9 637 *т*.

Аналогичные месторождения имеются еще дальше к северу. Там и в Бергенском округе титанистые руды входят однако уже в состав каледонского изверженного массива (см. ниже). Весь запас оценивается в 10 млн. *т* сырой руды (ильменит с 40% окиси титана) и 30—35 млн. *т* титано-магнетита.

Здесь следует указать на особое значение формации Бамле как центра месторождений. Не менее пяти перечисленных типов железных руд связаны преимущественно с этой областью. Характерны здесь также апатитовые жилы, сопровождающие основные интрузивы в качестве пегматитовых выделений; часть их разрабатывается (1924 г.— 345 *т.*). Никелевые магнитные колчеданы и фальбандовые импрегнации в Модуме и других местах также связаны с породами группы Бамле (см. ниже). Их возраст еще не установлен точно, но несомненно, что они относятся к молодым докембрийским отложениям, так что и минерализация здесь сравнительно молодая.

Каледонские железные руды распространены преимущественно в самых северных частях хребта; здесь также можно различить несколько типов, различных по генезису.

Округ Лофотен-Вестераален. После того как было признано, что большая гранитная масса Лофотенов принадлежит к каледонскому циклу, имеющиеся здесь руды должны быть также отнесены к молодым, хотя по типу они часто напоминают архейские месторождения. По всему массиву Лофотенов рассеян целый ряд мелких месторождений. Частью это — богатые апатитом магнетитовые линзы (Мелёвэр, Бьяркё, Мадмодерен, Смортен-Ернедаль), частью магнетиты, бедные апатитом и титаном (50—55% Fe) в монцоните Хиндё (Кальорд, Саммерсет, Лункефьорд). Запасы этой группы достигают 1 млн. *т*. К началу нынешнего столетия здесь было добыто 125 000 *т* руды. Наряду с этими имеются более убогие руды, содержащие 30—35% железа; это — типичные магнетиты с прослоями кварца, залегающие в граните Хиндё в виде пластин и линз. Они вероятно тоже магматического происхождения. Далее к северо-западу известны железные руды, содержащие 10% окиси титана, залегающие в магнетит-диаллагите маленького габбрового массива близ Сельваг. В настоящее время после открытия более крупных месторождений значение этих руд довольно

ничтожно, и добыча концентрируется в самом большом руднике Мелё (1924 г. — 21 669 тыс. *т*).

Саланген-Боген-Дундерландсдален. Эта группа, практическое значение которой больше, лежит в пределах метаморфической высокогорной формации и связана с ранней палеозойской группой слюдяных сланцев и мраморов в Нордланде. Магнетит и железный блеск с переменным количеством кварца включены здесь в слюдяные сланцы в виде согласных пластов мощностью до 50 *м*, причем эти включения (которые удается часто проследить по простиранию на много километров) встречаются всегда вблизи горизонтов мрамора. Другие минералы редки. Руды содержат 40—52% Fe_2O_3 и Fe_3O_4; 30—45% SiO_2 и 0,2—0,25% P. Ввиду того, что руды отнюдь не связаны здесь с изверженными породами, очень редкими в этом районе, и находятся в перемежающемся залегании со слюдяными сланцами, И. Х. Фогт считает эти месторождения осадочными. Запас определяется в 175 млн. *т*; руда довольно убогая (31—35% Fe).

До войны добыча в Богене доходила до 31 000 *т*; в настоящее время она совсем незначительна.

Бейстаден-Фосдален. В северном крае трондьемской мульды находится месторождение высокосортных магнетитов (65,5% Fe), которое за последнее время разрабатывается довольно интенсивно (1924 г. — 30,6 тыс. *т*). Руда залегает согласно в трондьемских сланцах и связана с габбровыми лакколитами. Содержание железа 53—61% при небольшом содержании фосфора и значительном содержании серы. Основываясь на этих данных и на условиях залегания, И. Х. Фогт считает, что генетически эти месторождения аналогичны интрузивным колчеданным месторождениям этого же района. Запасы значительные. В 1910 г. Фогт дал следующие цифры подсчета: 7,5 млн. *т* достоверных, 15 млн. *т* вероятных и 20 млн. *т* возможных запасов руды.

Общие цифры запасов железных руд Норвегии выражаются, по И. Х. Фогту, в следующих цифрах:

Убогие руды (30—36% Fe)	330—365 млн. *т*
Богатые руды (50—55% Fe)	15 млн. *т* достоверных, 27 млн. *т* вероятных, 37—40 млн. *т* возможных
Титановые руды	15—20 млн. *т*

Сульфидные месторождения древнего фундамента. *Группа никелево-магнитных колчеданов.* Эта группа определенно связана с древним фундаментом, причем самые богатые месторождения этого типа сосредоточены опять-таки в основных интрузивах формации Бамле. Колчеданы представляют собою выделения в габбро и норитах; обогащенные участки расположены всегда на границе изверженных масс с окружающими кристаллическими сланцами. Они залегают в шлирах, богатых гиперстеном, лишенных плагиоклаза и содержащих наряду с 60—80% колчеданов (с 1,1—1,5% никеля) типичные габбровые минералы. И. Фогт показал, что величина рудных линз находится в функциональной зависимости

от величины габбровых масс. Кроме никеля эти руды содержат также и медь ($^1/_8$—$^1/_2$ от содержания никеля) и кобальт ($^1/_6$—$^1/_{11}$ от содержания никеля) (*1, 73, 80, 81, 82*).

Важнейшие рудники: Аским, Эртельен (давшие вместе 125 000 *т* руды с 1 400 *т* никеля и 850 *т* меди), Мейнкьэр, Флаад (Эвьё). В последнем до 1913 г. было добыто 160 000 *т* руды с 2 600 *т* никеля и 1 700 *т* меди.

Хотя эти руды залегают также преимущественно в древнем фундаменте, их можно встретить и в каледонской зоне; здесь они также сопровождаются основными интрузиями и встречаются в рассланцованных основных породах. Известны месторождения в Бергенском округе (Хосангер), близ Эспедален на юге трондьемской мульды и близ Тромсё (*1, 75*).

Суммарная добыча до 1913 г. определяется в 575 000 *т* руды при 6 200 *т* никеля. В 1913 г. в Норвегии было добыто 550 *т* никеля, в настоящее время разрабатывается всего несколько рудников, и добыча сравнительно ничтожна.

Кобальтовые фальбанды. Довольно близки к вышеописанным месторождениям знаменитые фальбанды, простирающиеся с севера на юг в восточном крае телемаркской формации (Модум, Конгсберг) и связанные с основными породами группы Бамле. На севере они проходят в СВ—ЮЗ направлении. Они залегают в интрузивных диабазах или связанных с ними породах; Бугге считает, что носителем руды является несколько более молодой винорский диабаз, секущий остальные изверженные породы под косым углом. Фальбандовая зона Модума длиною в 10 *км* при ширине в 80—100 *м* располагается в петрографически разных слоях. Оруденение не коснулось здесь повидимому плотных кварцитов, и обогащение концентрируется в кварцитовых сланцах со слюдой и турмалином и в так называемом очковом гнейсе (метаморфический шаровой диорит). Отдельные полосы мощностью в 5—8 *м*, залегающие в породах, состоящих из диопсида, актинолита, эпидота, бурого турмалина, плагиоклаза и кварца, содержат преимущественно кобальтовый блеск, а наряду с ним кобальтово-мышьяковый колчедан, содержащий 6—8% (редко до 18%) кобальта. Кроме того здесь встречаются в небольших количествах магнитный и медный колчеданы и молибденовый блеск. Эти фальбанды прорезаны более молодыми гранитными пегматитами (*1, 72, 76, 77, 81*).

Добыча кобальта относится к прошлому (1856—1898 гг. — 257 *т* кобальта). Далее к западу в округе Конгсберг фальбанды, простирающиеся также с севера на юг, содержат преимущественно магнитный и медный колчеданы, а некоторые также и цинковую обманку (Грёсли). Фальбандовая зона имеет большое значение для серебряной промышленности Конгсберга, о которой речь будет ниже, и которая базируется на значительно более молодых жильных рудах.

Медные и молибденовые руды. Очень важная группа этих руд находится также в южной Норвегии, но связана она с несколько более молодыми породами, а именно с самыми молодыми докембрийскими гранитами южного края телемаркской формации, и про-

должается отсюда к северо-востоку и к западу (*I, 76*). На северо-востоке она проходит вдоль восточного края телемаркской формации, сопровождая последнюю в качестве фальбандовой зоны импрeньяций, и образует следовательно западную полосу, параллельную описанным медным и кобальтовым фальбандам: на западе она возможно следует за бронзитовыми гранитами провинции Экерсунда, по всей вероятности одинаковыми с нею по возрасту и содержащими преимущественно молибден.

В восточных частях, где преобладает медное оруденение (Свартдаль, Аамдаль), можно различить 4 типа медных руд: 1) жилы в граните и гнейсе; 2) жилы на границе гранита и кристаллических сланцев, 3) жилы в кристаллических сланцах, 4) пластовые залежи и фальбанды. Жильная масса состоит из кварца, турмалина и мусковита. Главные руды: медный колчедан, железный блеск, красная медная руда, медный блеск. Местами наблюдается обогащение молибденовым блеском. Изредка встречаются жилы со свинцовым блеском, цинковой обманкой и мышьяковым колчеданом. Близ Свартдаля золотосодержащие колчеданы и висмутовый блеск обогащены в пределах кварцевого диорита. Часть месторождений характеризуется выраженной грейзенизацией боковой породы, так что эта фация определенно напоминает парагенезис оловянного камня. И. Х. Фогт говорил даже об «оловянно-каменной формации с медью вместо олова».

Характер этих месторождений становится более ясным, если принять во внимание молибденовое оруденение, усиливающееся к западу. В контакте с красными гранитами (Кнабен, Сетерсдаль) и бронзитовыми гранитами (Гурсли) здесь встречаются жилы почти чистого молибденового блеска. Близ Ерсдаля были обнаружены вольфрамит и шеелит.

Значительно моложе месторождения молибденового блеска в районе Осло (Тореберг), где в грейзенизированных гранитах встречаются оловянный камень, молибденовый и висмутовый блеск.

Молибденовые жилы богатых месторождений содержат от 70 до 90% MoS_2. После войны добыча составляет 70—80 *т* в год, причем в настоящее время разрабатывается главным образом богатый рудник Кнабен.

Свинцовый блеск и цинковая обманка известны в маленьких месторождениях в западной части древнего фундамента (Сауде, Хиттерен).

Колчеданные месторождения каледонид. Эта группа месторождений имеет и посейчас громадное значение, и ее можно считать основной рудной формацией каледонид. Можно различить следующие главные промышленные области, запасы которых приведены в таблице (см. стр. 81) *I, 11, 75, 84*).

Отсюда видно, что эти руды встречаются почти вдоль всей каледонской полосы; они отсутствуют только в районе Иотун, что связано повидимому с преобладанием здесь несколько отличной ветви изверженных пород.

Руды связаны с кембрийско-ордовицкой серией и встречаются

Местонахождение	Число рудников	Запасы (в тыс. *т*)	
		достоверные	вероятные
Берген	4	1 673	1 991
Западный берег (Сванё)	1	22	44
Трондьем	15	17 639	3 115
Горы Гронг	4	1[illegible]015	5 525
Север	5	5 124	5 042
	Всего . .	40 473	15 717

во всех горизонтах гнейсов и филлитов, независимо от степени их метаморфизации.

Для Трондьемского района установлено повидимому с точностью, что связанные с колчеданами изверженные породы старше группы Ховин, следовательно колчеданное оруденение должно быть отнесено к раннему ордовицию.

В настоящее время считают, что генетически здесь можно различить три типа месторождений, промышленное значение которых очень различно.

1. Лексдальский тип. Мелкозернистые слоистые колчеданные массы, залегающие среди подводных лавовых потоков. Битуминозность боковых пород и самый тип залегания наводят на мысль о биохимическом, т. е. отчасти осадочном происхождении этих руд, образовавшихся при содействии подводных вулканических эманаций. Этой группе придается в последнее время все большее значение и в Средней Европе; она довольно типична для подготовительного периода образования геосинклинали (сравни стр. 26).

2. Бьёркасен (Офотен). Серный колчедан в богатой кварцем основной массе, залегающей в роговообманковых сланцах (габброидах). Отличительным является высокое содержание кварца и малые количества меди. Эти колчеданы произошли не из основной магмы, а относятся к гидромагматически-гидротермальной фазе натрового гранита (трондьемита), интрудированного по слоистости в метаморфизованные габброиды.

3. Главный тип (Рёрос, Сулительма). Эта наиболее распространенная группа представляет собою продукт дифференциации габбро. Она очень однородна петрографически и содержит при небольшом количестве кварца (8—15%) от 0 до 4% меди. Здесь можно различить три типа месторождений: a) преимущественно серный колчедан и небольшие количества меди, b) серный колчедан с халькопиритом, кварцем и роговой обманкой, c) магнитный колчедан, халькопирит и кварц. Из числа других руд встречаются только изредка небольшие количества цинковой обманки и магнетита.

Связь с границами интрузии габбрового лакколита может быть установлена везде. Колчеданные массы залегают на границах пла-

стов и на плоскостях скольжения боковых пород, вдоль по которым легкоплавкая колчедановая магма была интрудирована повидимому под очень сильным давлением. Во многих случаях характерна связь ее с границами пород. Эти залежи редко бывают особенно мощными. Только среди зеленых пород они достигают 50—70 *м*. Очень характерна их «линейная форма», т. е. залегание в длинных и очень узких полосах на плоскостях слоистости или сланцеватости, причем оси этих полос проходят часто под острым углом к простиранию и падению слоев. Вблизи Рёроса такая полоса достигает длины 3 000 *м* при ширине в 50—100 *м* и мощности в 1—4 *м*.

Добыча естественно сосредоточена главным образом на серном колчедане, но количества меди, добываемые попутно, довольно значительны. В Сулительма например, начиная с 80-х годов прошлого столетия и до 1913 г. было добыто 1,4 млн. *т* руды с 13 000 *т* меди. Суммарная добыча Норвегии (до 1913 г.) оценивается в 6,6 млн. *т* колчеданов с 125 000 *т* меди. В настоящее время она значительно превысила 10 млн. *т*. В 1924 г. добыча равнялась 403 411 *т*, в 1928 г. — 645 000 *т*. Продукты обжига колчеданов применяются в железной промышленности (пурпурная руда).

Другие месторождения каледонид. Здесь следует указать прежде всего выделение хромистых железных руд в серпентинитах и измененных перидотитах, которые относятся большею частью к каледонскому возрасту. В южном крае трондьемской мульды имеется около 40 маленьких месторождений. Величина их зависит и здесь (по И. Х. Л. Фогту, *I*, 82) от величины магматического тела, с дифференциацией которого связано образование руды. Содержание окиси хрома 23—35%. Некоторые месторождения расположены также в серпентинитах соседнего древнего фундамента, но на этом основании нельзя еще считать их докембрийскими. До войны добыча составляла несколько сот тонн, в настоящее время она кажется совершенно прекращена.

Золотосодержащие кварцевые жилы известны в западной части каледонских гор (Бёммелё близ Бергена); самородное золото залегает здесь в кварцевых жилах, связанных нередко с диабазовыми дайками. Промышленного значения они не имеют.

Месторождения магнитного колчедана и титанистого железняка каледонской зоны значительно менее важны, чем соответственные месторождения древнего фундамента; они были уже описаны попутно с этими последними. Медные руды встречаются еще местами в контакте диоритов с известняками (Смёлен).

Графит встречается в Сеньен в больших массах, и количества его повидимому достаточны для удовлетворения внутреннего спроса. Добыча началась в 1919 г., и с тех пор добывается до 3 500 *т* графита ежегодно.

Месторождения района Осло. Мне кажется целесообразным рассмотреть эти месторождения отдельно: промышленное значение их невелико, но благодаря работам Гольдшмидта (*1, 20*) они приобрели исключительный научный интерес. Выше было уже указано на пневматолитические месторождения молибденового блеска в грейзенизированных гранитах. Важнее контактово-метаморфические

месторождения. Внутри грабена они связаны прежде всего с контактом молодых изверженных пород (нордмаркита и гранита) с известняковым силуром. Под действием метасоматических процессов здесь в контакте произошло обогащение железными рудами (магнетитом), свинцовым блеском, цинковой обманкой, медным колчеданом и висмутовым блеском. Свинцовый блеск и цинковая обманка разрабатывались за последнее время в небольшом масштабе. Рудные жилы, относящиеся к этой более молодой минерализации, продолжаются в древнем фундаменте. Сюда относятся прежде всего богатые серебром цинковые обманки Хисё и золотосодержащие жилы серного колчедана со свинцовым блеском и цинковой обманкой в Эйдсвольде. Эта группа распространяется довольно далеко на запад; по возрасту она соответствует вероятно времени образования грабена Осло.

Серебряные руды. Серебряные руды Конгсберга еще моложе и принадлежат совершенно отчетливо к последней фазе развития района Осло, хотя они и залегают главным образом в древнем фундаменте *(1, 72, 75)*.

Важнейшим месторождением является давно известное месторождение Конгсберга. Боковые породы относятся к неоднократно упоминавшейся формации Бамле; Бутге различает в ней следующую возрастную последовательность: 1) метаморфизованные осадки; 2) излившиеся породы порфиритового и дацитового характера; 3) основные и промежуточные интрузии, в числе последних — упомянутый винорский диабаз с фальбандовыми импрењяциями; 4) гранитные интрузии. Эта докембрийская свита прорезана более молодыми диабазами Осло. Преобладает СЮ простирание. Серебряные руды связаны с жилами известкового шпата, которые прорезают все прочие породы, включая и диабазы Осло, и имеют ЗЮЗ простирание. Эти жилы известкового шпата, мощность которых достигает только 20—33 *см*, обогащаются только в пределах фальбандов. Здесь они содержат преимущественно самородное серебро, образовавшееся повидимому из серебряного блеска, который тоже может быть обнаружен еще довольно часто. Серебряные самородки, залегающие в форме проволоки и лепешек, достигают в отдельных случаях довольно значительных размеров. Самый большой из них весил 500 *кг*. Другие руды встречаются редко. Парагенезис по большей части следующий: 1) Кварц. 2) Сульфиды; древний известковый и плавиковый шпат; полевой шпат, содержащий Ва; альбит, барит. 3) Цеолиты, пирит, молодой известковый шпат. Выделение серебряного блеска и превращение его в самородное серебро имело место в более древних фазах. Обогащение фальбандовых зон объясняется тем, что углекислые рудные растворы, циркулировавшие по трещинам, осаждались сероводородом, образовавшимся в фальбандах. Жилы известкового шпата прорезают также и жилы золотосодержащих серных колчеданов Эйдсвольда, синхроничных грабену Осло; они прорезают также и диабазы Осло, благодаря чему удается определить их относительный возраст. До 1919 г. в Конгсберге было добыто всего около 1 076 000 *кг* серебра. В настоящее время здесь добывается в среднем 20 000 *кг* в год.

Аналогичные мелкие месторождения серебра, связанные частью с серебросодержащей цинковой обманкой, известны еще дальше к западу в древнем фундаменте (Эспеланд).

ЛИТЕРАТУРА [1]

1. Ahlmann, H. W. Geomorphological studies in Norway. Geograph. Annaler, 1919.
2. Björlykke, K. Det central norges fjeldbygning. Norg. geol. unders., 39, 1905.
3. Braun, G. Die nordischen Staaten. Breslau, 1924.
4. Broch, O. A. Ein superkrustaler Gneiskomplex auf der Halbinsel Nesodden bei Oslo. Norsk. geol. tidskr., 9, 1926.
5. Broegger, W. C. Die silurischen Etagen 1, 2 und 3 im Kristianiagebiet. Universitätsprogramm, Kristiania, 1882.
6. — Über die Bildungsweise des Kristianiafjordes. Nyt magazin for naturvidenskapsene, 30, 1885.
7. — Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes. I. Videnskaps. Skr. 1894, II, там же 1895, III, там же 1897, IV. Там же 1920.
8. — Spaltenverwerfungen in der Gegend Langesund-Skein. Nyt magazin for naturvindensk., 28, 1883.
9. — Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der südnorwegischen Augit-und Nephelinsyenite. Z. f. Kr., 26, 1890.
10. — Lagfolgen paa Hardangervidda. Norg. geol. unders., 11, 1893.
11. Carstens, C. Oversigt over Trondhjemfeltets bergbygning. Norsk vidensk. skr., 1919.
12. — Der unterordovizische Vulkanhorizont im Trondhjemgebiet. Norsk geol. tidskr., 7, 1922.
13. — Rapakiwigesteine an der westlichen Grenze des Trondhjemgebietes. Norsk geol. tidskr., 8, 1925.
14. Frebold, H. Die kambrosilurische Epirogenese im Oslo-Mjösengebiet der kaledonischen Geosynklinale. Z. D. G. G. Mon., 79, 1927.
15. Frödin, G. Über die Geologie der zentralschwedischen Hochgebirge. Bull. geol. Inst. Upsala, 18, 1922.
16. — On the Analogies beetween the scottish and scandinavian portions of the Caledonian mountain range. Там же, 18, 1922.
17. Gavelin, A. Seveskifarnas ursprung och metamorfos. Geol. Fören. Förh., 41, 1919.
18. — Om de geologiska byggnaden inom Ruotevare vareomradet. Там же, 37, 1915.
19. — Änner några ord om kristallina severskiffarna. Там же. 41, 1919.
20. Goldschmidt, V. M. Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet. Vidensk. skr., 1911.
21. — Die kaledonische Deformation der südnorwegischen Urgebirgstafel. Там же, 1912.
22. — Ein kambrisches Konglomerat von Finse und dessen Metamorphose. Там же, 1912.
23. — Das Devongebiet von Röragen bei Röros. Там же, 1913.

[1] В конце книги помещен список сокращений в литературе.

24. Goldschmidt, V. M. Die Kalksilikatgneise und Kalksilikatglimmerschiefer des Trondhjemgebietes. Там же, 1915.
25. — Konglomeraterne in den höjfeldskvartsen. Norg. geol. unders., 77, 1916.
26. — Übersicht über die Eruptivgesteine im kaledonischen Gebirge zwischen Stavanger und Trondhjem. Vidensk. skr., 1916.
27. — Die Injectionsmetamorphose im Stavangergebiet. Там же, 1920.
28. — Über fossilführende unterkambrische Basalablagerungen bei Ustaoset. Fennia, 45, 1925.
29. Hamberg, A. Naturwiss. Untersuchungen des Sarekgebirges in Schwedisch-Lappland. Bd. I, Geologie, Berlin, 1907.
30. — Die Geomorphologie und Quartärgeologie des Sarekgebirges. Guide XI Cengr. intern. geol., 1910.
31. — Gesteine und Tektonik des Sarekgebirges nebst einem Überblick der skandinavischen Gebirgskette. Geol. Fören. Förh., 1910.
32. — Die schwedische Hochgebirgsfrage und die Häufigkeit der Überschiebungen. Geol. R., 1912.
33. Högbom, A. G. Fennoskandia. Handb. reg. Geol., IV, 3, 1913.
34. Holtedahl, O. Bidrag til Finmarkens geologi. Norg. geol. unders., 84, 1918.
35. — Om Trisylsandstenen og sparagmitavdelingen. Norsk geol. tidskr., 6, 1920.
36. — The scandinavian mountain problem. Quart. Journ., 76, 1920.
37. — Paleogeography and Diastrophism in the Atlantic-Arctic region during palaeozoic time. Americ. Journ. of Science, 49, 1920.
38. Kjaer, J. Etage 5 des norwegischen Silursystems. München, 1897.
39. — Etage 5 i Asker ved Kristiania. Norg. geol. unders., 1901.
40. — Das Obersilur des Kristianiagebietes. Vidensk. Skr., 1908.
41. — A new dowtonian fauna in the sandstone series of the Kristiania area. Там же, 1911.
42. — The lower cambrian Holmia-fauna at Trömten in Norway. Там же, 1916.
43. Kolderup, C. F. Sogneskollens og Bremangerlandets Granodioriter. Bergens Museum Aarbog, 1911.
44. — Fjeldbygningen i Ströket mellem Sörfjorden og Samnangerfjorden i Bergensfeltet. Там же, 1914/15.
45. — Overskjövet Fjeld over devonisk konglomerat i Sulen. Kristiania, 1916.
46. — Kvamshestens Devonfelt. Bergens Museum Aarbog, 1920/21.
47. Machacek, Fr. Geomorphologische Studien aus dem norwegischen Hochgebirge. Abh. geogr. Ges. Wien, 1908.
48. Nansen, Fr. The standflat and Isostasy. Vidensk. Skr., 1921.
49. Nussbaum, F. Über die Entstehung der norwegischen Fjeldlandschaft, Fjorde und Schären. Mitt. naturf. Ges. Bern, 1909.
50. Oxaal, J. Fra indre Helgeland. Norg. geol. unders., 1911.
51. Quensel, P. Nya data til kännendomen om seve-och kölibergarters sättning och geologiska ställning. Geol. Fören. Förh., 41, 1919.
52. — De kristallina sevebergarternas geologiska och petrografiska ställning inom Kebnekaiseområdet. Там же, 41, 1919.

53. Reusch, H. Betrachtungen über das Relief Norwegens. Geogr. Zeitschr., 1903.
54. — Norges geologi. Norg. geol. unders., 50, 1910.
55. Seidlitz, W. v. Das Sarekgebirge in Schwedisch-Lappland. Geol. R., 2, 1911.
56. Sokolov, D. Fauna der mesozoischen Ablagerungen von Andö. Vidensk. Skr., 1912.
57. Stille, H. Rheinische Gebirgsbildung im Kristianiagebiete und in Westdeutschland. Abh. pr. g. L. 95, 1925.
58. Svenonius, Fr. Die schwedische Hochgebirgsfrage. Geol. R., 1911.
59. Törnebohm, A. E. Grundvragen af det centrala Skandinaviens bergsbyggnad. K. Vid. Ak. Handl., 1896.
60. — Über die grosse Überschiebung im skandinavischen Hochgebirge. C. R. IX. Congr. intern. geol., 1903.
61. Vogt, J. H. L. Om Andöns jurafelt, navnlig om landets langsomme nedsynken undre juratiden og den senere haevning samt gravforkastning. Norg. geol. unders. Aarbog, 1905.
62. Vogt, Th. Om eruptivbergarterne paa Langöen i Vesteraalen. Norg. geol. unders., 53, 1910.
63. — Kysteruptiverne i Tromsö Amt. Norsk geol. tidskr., 3, 1916.
64. — Geolog. studier langs den östligen del av Fjelkjeden i Tromsö Amt. Там же, 4, 1918.
65. — Fjeldkjedens statigrafi eg tektonik. Geol. Fören. Förh., 44, 1922.
66. — Forholdet mellem sparagmitsystemet og det marine Underkambrium ved Mjösen. Norsk. geol. tidskr., 7, 1924.
67. — Den norske fjellkjedes revolusions-historie. Там же, 10, 1928.
68. — Sulitelmafeltets geologi och petrografi. Norg. geol. unders., 121, 1927.
69. Werenskjold, W. Om Ost-Telemarken. Norg. geol. unders., 1909.

Рефераты

70. Bederke, E. Das skandinavische Hochgebirgsproblem im Lichte der neueren petrographisch-tektonischen Forschung. Geol. R., 15, 1924.
71. Born, A. Zur Kenntnis des Kaledonischen Gebirges. Geol. R., 14, 1923.

Месторождения

72. Bugge, C. Kongsbergfeltets geologi. Norg. geol. unders., 82, 1917.
73. — Nickelgruber i Bamle. Там же, 87, 1922 (Aarbog, 1920/21).
74. Carstens, C. Zur Frage der Genesis der Eisenerzvorkommen von Fosen, Norwegen. Z. f. pr. Geol., 1925.
75. Foslie, St. Norges svovelkisforekomster. Norg. geol. unders., 127, 1926.
76. — Syd Norges gruber og malmforekomster. Там же, 126, 1925.
77. Helland, A. Über die Vorkommen von Kobalt- und Nickelerz in Norwegen. Archiv f. Mathem. und Naturwiss., Kristiania, 1879, 4.

78. Krusch, P. und Kühn. Die Kupfervorkommen von Vaktveit am Tinnsjö und einige andere in Telemarken, ein Beitrag zur Genesis der Metallreichsulfide. Metall und Erz, 1916.
79. Nicolai, G. Die norwegischen Eisenerze. Z. f. pr. G., 1914.
80. Vogt, J. H. L. Nickelvorkommen und Nickelproduktion. Z. f. pr. Geol., 1893.
81. — Beiträge zur genetischen Klassifikation der durch magmatische Differentiation entstandenen Erzvorkommen. Там же, 1894 и 1895.
82. — Über die Beziehung zwischen der Grösse des Eruptivfeldes und der Grösse der darin vorkommenden Erzabsonderungen. Norg. geol. unders. Aarbog f. 1905.
83. — Norges jernmalmforekomster. Norg. geol. unders., 51, 1910.
84. — Norwegische Kieslager. Там же, 72, 1915.
85. — Jernmalm og jernwerk. Там же, 85, 1918.

Обзорные карты

86. Übersichtskarte des südlichen Norwegens 1 : 1 Mill., Oslo, 1915.
87. Übersichtskarte der nördlichen Norwegens 1 : 1 Mill., Oslo, 1924.
88. Geol. Übersichtskarte des Kristianiafeldes 1 : 250 000 (Broegger und Schetelig), Oslo, 1923.
89. Geol. Übersichtskarte von Skandinavien 1 : 1 Mill. (Törnebohm), Stockholm, 1908.
90. Geol. Übersichtskarte von Skandinavien 1 : 8 Mill. (Törnebohm). Guide Congr. intern. geol., Stockholm, 1910.

Глава вторая

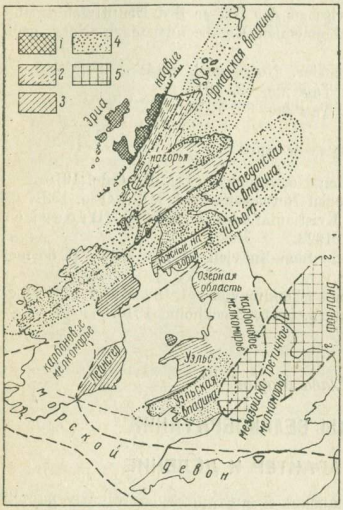
КАЛЕДОНИДЫ ВЕЛИКОБРИТАНИИ

1. ОБЩИЙ ХАРАКТЕР И ДЕЛЕНИЕ

Время отделения скандинавских и британских составных частей Каледонид друг от друга можно установить довольно точно: в верхней юре между ними прорвался рукав моря, надо полагать с севера, так как на это указывает проникновение бореальных форм к восточному берегу Англии; это соответствует трансгрессии Андё в Лофотенах. До образования этого мезозойского Северного моря обе части составляли одно целое.

Но развитие в Англии еще со времен девона идет иначе. Тогда, когда Скандинавия занимала видимо высокое положение, и древняя («paläische») поверхность могла в сущности начать образовываться еще с девона, на западе область древних красных песчаников состоит из гораздо более полной свиты отложений. Позже карбоновая морская трансгрессия ворвалась в нее до самой Шотландии. И еще позднее трансгрессии повторялись многократно; наконец интенсивная древне-третичная вулканическая деятельность еще подчеркивает признаки различия.

Древние взаимоотношения поэтому благодаря трансгрессиям несколько завуалированы. Картина постольку получается иная, поскольку до девона сложенные в складки массы здесь значительно больше, нежели в норвежском складчатом грабене, и поскольку отношение к форланду (предгорной стране) здесь иное. Здесь имеется также и северо-западный форланд, сохранившийся в Норвегии лишь в виде обрывков, и видны движения, направленные на этот форланд. Наоборот южного форланда не существует, и определенное (точное) простирание каледонид к ЮВ едва ли можно наметить; нет также и обширных надвигов на юго-восток. *Складчатый грабен превратился в широкую геосинклиналь.*


1
2
3
4
5
Зрия
Северная впадина
Центральная впадина
нагорья
Каледонская впадина
Чибьют
Южное нагорье
Озерная область
Каледонская мелкометаморфическая
Каледонская мелкометаморфическая
Уэльс
Уэльская впадина
Девон
Девонская
Девонская
Девонская

ленчатый ландшафт. В Ирландии залегает лишь несогласная древне-красно-песчаниковая — карбоновая пелена; на востоке наоборот сюда примыкает широкий ореол более молодых отложений, который собственно начинается уже с девона, в карбоне он продолжает пеннинскую цепь и при посредстве триаса-юры-мела представляет обрамление третичного Лондонского бассейна.

Это обширное послекаледонское вздутие каледонского фундамента между Ирландией и Англией лежит там, где средне-европейская карбоновая горная дуга (арморикайского или западно-варисского типа) заходит далее всего к северу, и где ее внешние цепи еще достигают берегов Корнуола и южной Ирландии. Взаимоотношения послекаледонского, простирающегося с ССВ на ЮЮЗ, вздутия западной Англии и восточной Ирландии с внешними цепями вариссид поэтому соответствуют в точности отношениям верхнерейнского мощного вздутия к третичной западно-альпийской дуге; это особенно подчеркивается осевым провалом вздутия и юным вулканизмом в нем; с этой точки зрения Ирландское море является прямым аналогом Верхне-рейнского грабена.

Каледонская система средней Англии и Уэльса, простирающаяся с СВ на ЮЗ, и варисская система южной Англии и южной Ирландии, простирающаяся с В на З, сходятся под острым углом. Весьма замечательно, что более древние каледонские складки, приближаясь к южным карбоновым складчатым волнам, не просто перекрываются ими, а повидимому отгибаются к ЗЮЗ, т. е. к более молодому варисскому простиранию. Является ли это первичным положением, или же вторичным изгибом складок, не может еще считаться вопросом выясненным.

Для постумного сложения во всяком случае важно то, что третичный эллипс Лондонского бассейна вместе с упомянутыми ореолами мезозойских и позднe-палеозойских пород залегает во входящем углу между обеими системами складчатости.

Морфологически обнаженные части каледонского фундамента образуют горы средней высоты, которые в Шотландии поднимаются до 1 300 *м* и даже в Уэльсе образуют высоты до 1 000 *м* (Сноудон). Эрозия частично началась уже в докарбоновое время, ибо большие участки области были покрыты поздним палеозоем, и остов появился на дневной поверхности лишь позднее.

Поздний палеозой, составляющий нижнюю часть покровной структуры, образует на фундаменте ландшафты плоскогорья и по краям (средняя Англия) пологие понижения, а мезозойская покровная структура на востоке — периферические ступенчатые ландшафты.

К этому мы еще вернемся позднее (т. II, ч. 2-я).

2. ДОКЕМБРИЙ

Сплошные площади докембрия различимы лишь на севере британской глыбы, да и там приходится различать докембрий твердо установленный и сомнительный. Определенно докембрийским является лишь то, что несогласно перекрыто кембрием. Под вопро-

сом оказывается многое, что относится сюда лишь на основании степени метаморфизма.

Нагорья Шотландии, как уже упоминалось, могут быть подразделены на отдельные глыбы, отделенные друг от друга простирающимися с СВ на ЮЗ тектоническими линиями. Это, считая с СЗ на ЮВ (рис. 30):

1. Глыба Льюиса с несогласным покровом торридонского песчаника и кембрия.
   Большой каледонский надвиг — мойнская дислокация.
2. Мойнские гнейсы.
   Сброс Грэт-Глен (каледонский разлом).
3. Мойнские гнейсы и дэлрэд.
   Краевой разлом нагорья.
4. Срединная долина (девон — карбон).
   Южный краевой разлом.
5. Южное нагорье; неметаморфизованный силур частично с девоно-карбоновым покровом.

Древний красный песчаник несогласно перекрывает эти элементы.

При описании британского докембрия лучше всего начинать с Шотландии, притом с северо-западного угла ее и с Гебридов, где находятся точно определенные докембрийские породы. Древнейшим комплексом является льюисский гнейс, представляющий собою серию с довольно запутанной структурой. В льюисском гнейсе можно выделить три отдела (*II*, *65*, *66*, *68*):

1. Фундаментальный комплекс — по большей части древние рассланцованные изверженные породы, преимущественно ультраосновного и основного характера. По Тиллю (Teall), в них можно различать 5 подгрупп:
   a) ультраосновные амфиболиты, пироксениты и перидотиты;
   b) основные породы с преобладанием пироксена и с полевыми шпатами; немного кварца;
   c) роговообманковые сланцы и гнейсы;
   d) биотитовые гнейсы;
   e) биотито-мусковитовые гнейсы.

Возможно и осадочные члены, хотя бы в подчиненном количестве, принимают участие в сложении этой серии.

2. Осадочная свита (Лох-Мэри): кварциты, слюдистые и графитовые сланцы и известняки.

Эта группа распространена главным образом на юго-западе и кажется несколько менее метаморфизованной. Комплекс этот перекрыт складками фундаментального комплекса и сложен в складки вместе с ним таким образом, что надежное определение относительного возраста по сие время не было возможным. Несогласия между обоими однако ни в коем случае не наблюдается.

3. Интрузивные породы — тоже по преимуществу основного и ультраосновного типа, но несомненно моложе, нежели обе первые группы. Породы частично рассланцованы, частично же сохранили

типичную форму даек, и во всяком случае старше торридонского песчаника.

Весь этот основной комплекс простирается с СЗ на ЮВ, т. е. расположен перпендикулярно каледонскому направлению складчатости.

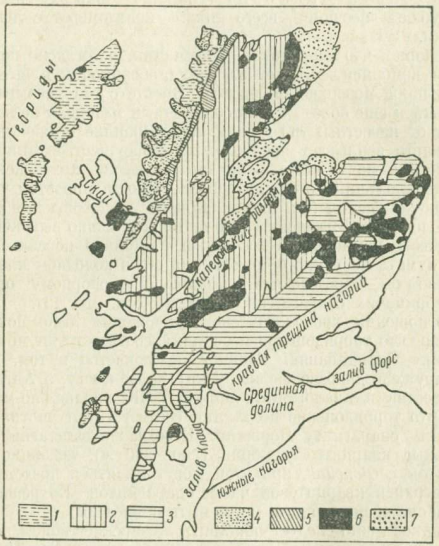


Рис. 30. Обзорная карта Шотландии. По Ивэнсу (Evans) и др. в Handb. d. reg. Geol. 1917.

1—льюис; *2*—кембросилур; *3*—серия мойн; *4*—каледонские интрузивы; *5*—дэлрэд; *6*—девон; *7*—торридон.

Льюисские гнейсы несогласно перекрываются свитою торридонских песчаников, доходящей до 6 000 *м* мощности. Поверхность перекрытия никоим образом нельзя назвать ровной; песчаник лежит частью в очень глубоких эрозионных мульдах льюисского комплекса.

Доторридонская поверхность таким образом представляла собою расчлененную горную страну.

В противовес основному комплексу торридонский песчаник залегает на больших пространствах горизонтально и обнаруживает

малое метаморфическое изменение. В нем можно различить три отдела.

Верхи: свита Олдби — бурые, частично плитчатые песчаники и сланцы, иногда с прослоями известняка.

Эпил-кросская свита — красные аркозы с прослоями конгломератов; гальки кварца и яшмы.

Низы: свита Дайабэйг (Diabaig) — наверху темный сланец, глубже — песчаник, всего ниже — конгломерат с льюисскими гальками.

Бесспорно, что торридонский песчаник, несогласно перекрытый нижним кембрием, залегает на денудированной и в высшей мере неправильной поверхности льюиса. Вместе с тем указывается, что его гальки и еще более мелкий обломочный материал не всегда происходят от известных льюисских пород (обилие микроклина). Поэтому часто всплывает предположение о существовании ныне невидимой или почти совершенно смытой поздне-архейской серии, как родоначальницы этого материала. Иногда при этом указывают на мойнские гнейсы (см. ниже). Вопрос происхождения торридонского обломочного материала еще не окончательно выяснен (*II, 48*).

Свежесть компонентов песчаника настолько поразительна, что можно думать частично об отложении его в холодном климате, что составило бы определенную параллель к спорному оледенению в эокембрийских спарагмитах Норвегии (см. стр. 13).

В отношении хронологического положения ныне почти общепризнано, что торридонские песчаники соответствуют иотнийскому песчанику Скандинавии. Разница заключается в том, что здесь не обнаружено диабазовой интрузии; далее к югу, в Англии, таковая известна в аналогичных породах. По вполне, по-моему, мыслимо, что торридонские песчаники соответствуют частично эокембрийскому спарагмиту Норвегии. Несогласно залегающие на нем «базальные кварциты» кембрия (200—250 *м*), лежащие еще под горизонтом с *Olenellus*, при этом могут являться представителями самой верхней кварцитовой части спарагмитов. Но решающие доводы по сие время вряд ли могут быть приведены.

На какое место следует поставить льюисские гнейсы по отношению к шведской системе — конечно еще весьма спорно. Решение зависит в сущности от того, какое положение приписывается примыкающим на юге метаморфическим сериям. Таким образом мы подходим собственно к *проблеме Шотландского нагорья* (*II, 36, 59, 68*).

В самой северной Шотландии свита: льюисские гнейсы — торридонские песчаники — кембрий надвинута сюда с юго-запада. Это классический шотландский надвиговый район — северная кайма каледонид. Здесь уже давно обнаружены были мощные надвиги с размахом в несколько километров.

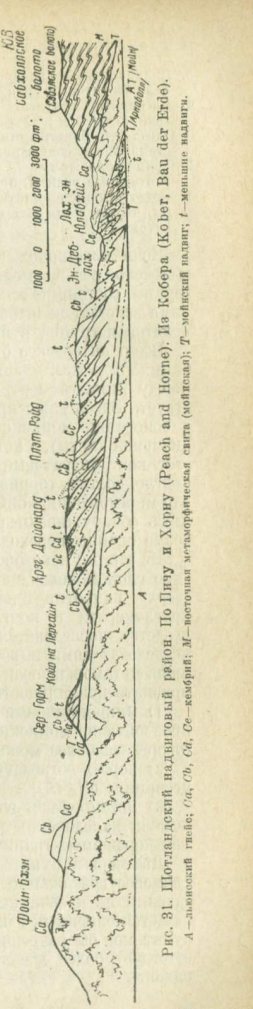
При этом тут перед нами относительно узкая зона чешуй, вдоль которой прежде всего надвинуты торридонские чешуи на кембрий. Некоторые нарушения между тем по размерам превышают указанную цифру. Так на юго-западе — кинох-льюисские гнейсы надвинуты на кембрий, в Лох-Мэри еще и поныне изолированные гнейсовые скалы (Klippen) залегают на альгонкско-кембрийской

свите. Далее к востоку находится мойнская дислокация, вдоль которой тоже весь западный комплекс исчезает под восточною метаморфической свитой (рис. 31). Затем мы попадаем в большую юго-восточную область мойнской серии и дэлрэдских пород. Размах надвига доходит по меньшей мере до 16 *км*.

Обе эти серии в поле резко различаются, причем мойнские гнейсы занимают большую, северо-западную часть, а дэлрэдские породы — меньшую, юго-восточную часть нагорья. Стратиграфическое их положение и взаимная связь совершенно не выяснены, — обсуждались и оспаривались всевозможные предположения. Петрографически мойнские гнейсы имеют однородный характер и более сильно метаморфизованы. Можно прежде всего различать два типа, из коих «псаммитовый» решительно преобладает. Речь идет здесь частично о типичных гранулитах, частью о несколько менее метаморфизованных светлых зеленых плитчатых породах, главным образом состоящих из кварца, микроклина и колеблющегося количества биотита. Плагиоклаз редок. Под микроскопом часто попадаются более или менее окатанные кварцевые зерна в микроклиновой основной массе. Эти породы считаются перекристаллизованными аркозами.

Другая «пелитовая» свита состоит главным образом из сланцеватых мусковито-биотитовых гнейсов, рассматриваемых как сильно метаморфизованные сланцы.

На юго-востоке пелитовая серия моложе; на северо-западе (Россшир), т. е. поблизости от каледонского надвига, отношение иное. Здесь внутри Мойнской области появляются серые кислые гнейсы с эпидиоритовыми дайками и амфиболитовыми пропластками, частью же с основными ортогнейсами, которые вообще считаются льюисскими. Так как они подстилаются и перекрываются мойнскими гнейсами, то определить их значение не всегда легко; однако в настоящее время считается почти общепринятым, что эти льюисские «включения» являют собою ядра лежачих антиклиналей. Приняв это, можно дать следующий разрез.


Фойн Бхэн
Сер-Горм
Хоуз Дайонард
Плэт-Рофф
Лох Эрихт
Лох Ашинтулих
Лох Дерг
Лох Ахилти
Лох Ашилл
Лох Моар
Лох Ейлт
Лох Моидарт
Лох Шиел
Лох Ейлт
Лох Моидарт
Лох Шиел
Лох Ейлт
Лох Моидарт
Лох Шиел

5. Полупелитовые гнейсы и кварцево-биотитовые гранулиты.
4. Массивные светлые кварцевые гранулиты.
3. Плитчатые богатые кварцем, частично биотитсодержащие сланцы.
2. Гранатсодержащие мусковито-биотитовые гнейсы, пелитовые.
1. Богатые кварцем плитчатые гнейсы, частью с гранатом и мусковитом.

4. Светлые гранулитовые кварцево-слюдистые сланцы с прослойками биотита,— типичные мойнские гнейсы, до 1 000 *м*.
3. Темные пелитовые биотитовые сланцы, около 600 *м*.
2. Плитчатые светлые мусковитсодержащие гранулиты, 300—400 *м*.
1. Бурые выветрелые биотитовые гнейсы с обилием граната (свыше 100 *м*).

Если даже положение отдельных членов этого деления не вполне выяснено, все же можно считать, что имеются нижняя и верхняя группы, состоящие из светлых богатых кварцем гранулитов, а между ними залегает пелитовая группа. Но возможно, что имеется вторая пелитовая группа в висячем боку.

Всего интереснее отношение этих гнейсов к льюисским включениям. Тогда как у Лох-Мэри не наблюдается никакого несогласия между ними, в центральном Россшире таковое несомненно существует. Здесь даже приводятся указания на прослой конгломерата в основании мойнского комплекса (лист 82-й Шотландской специальной карты), в котором вероятно содержатся льюисские гальки; этот конгломератовый прослой видимо весьма схож с базальным конгломератом торридонского песчаника. Далее следует отметить, что метаморфизм мойнских слоев убывает к СЗ: светлые гранулиты здесь обнаруживают реликтовую песчаниковую текстуру, а биотитовые сланцы переходят в филлиты.

Из этого с некоторой уверенностью можно заключить, что мойнские слои моложе, нежели льюисский комплекс. Отграничение их сверху напротив очень затруднительно. Из сходства базального конгломерата с конгломератами торридонского песчаника и из сходства последовательности отложений обеих серий некоторыми исследователями выводится заключение, что мойнские гнейсы суть лишь метаморфизованная фация торридонских песчаников. Трудно признать правильность этого заключения, так как:

1) микроклиновый материал торридонских песчаников легче мог произойти из мойнских гнейсов, нежели из гнейсов льюисских, что говорит за более молодой возраст торридонской свиты;

2) порою встречаются гальки мойнских пород в торридонском песчанике (*II*, *48*);

3) метаморфизм во всяком случае должен быть более древним, нежели каледонский надвиг, так как мойнские зоны с различным метаморфизмом граничат с этим надвигом.

Два первые пункта постольку недоказательны, поскольку микроклиновое содержание может рассматриваться как признак, указывающий на идентичность обеих серий, и поскольку гальки всегда кажутся спорными и могут оказаться также и льюисскими. Третий пункт мог бы разрешиться таким образом, что метаморфизм соответствует более древней фазе каледонской складчатости, нежели надвиг.

Тектоника мойнского комплекса, вытекающая из рассмотренной выше схемы, может быть изложена так:

Общее расположение пород в этой достигающей 40—50 *км* в ширину области показывает при преобладающем СВ — ЮЗ простирании синклинальное залегание с местами выходящими в середине мощными эруптивами. Крылья этой главной синклинали однако построены совершенно различно. На западе имеется еще ясно видимая антиклинальная краевая зона, которая, как кажется, обладает веерообразным строением; в средине находятся крутые складки, с востока же и запада примыкают крупные опрокинутые на восток и на запад складки. Несомненно, что главная сила движения была направлена на северо-запад. Эти средние складки осложнены бесчисленными складками и складочками мелкого и мельчайшего размеров (z-образная складчатость). Юго-восточное крыло мойнского комплекса в юго-западной части обнаруживает крутое (вертикальное) положение крупных элементов, которые тоже ослож-

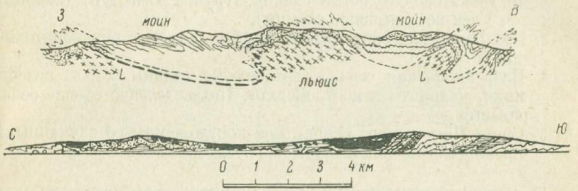


Рис. 32. Схема залегания мойнского (наверху) и дэлрэдского (внизу) участков Шотландского нагорья. Из Фрёдина (Frödin); начерчено на основе специальной карты.

L—льюис.

нены средними и мелкими z-образными складками. Здесь трудно точно установить направление надвига. На северо-востоке разрезы показывают существование антиклиналей высокого порядка, распадающихся на отдельные изоклинальные часто веерообразно поставленные складки, и сами по себе они еще зигзагообразно сплоены.

Метаморфизм, говоря вообще, сильнее всего проявился в центре области. Древние изверженные породы, которые можно считать причиной метаморфизма, вообще встречаются редко. Среди этих «древних эруптивов» преобладают основные породы, хотя здесь известны и кислые типы; сюда же следует отнести некоторые очковые гнейсы. В общем их количество недостаточно для того, чтобы объяснить региональный характер метаморфизма, и приходится прибегнуть к предположению либо о наличии большого «невидимого центрального лакколита», либо к представлению о региональном метаморфизме на большой глубине под влиянием тектонического давления.

Дэлрэд напротив отличается гораздо меньшим метаморфизмом при сильно изменчивом составе. В настоящее время еще не вполне

ясно, как следует ориентировать эту свиту, которая сама по себе хорошо изучена, т. е. что именно является ее верхами, а что — низами.

С этой оговоркой можно построить следующую таблицу:

1. Свита Лох-Ломонд:
   a) песчаники и сланцы (группа Лэни),
   b) филлиты (Аберфойлская группа),
   c) филлиты и частью огнейсованные сланцевые песчаники (группа Бен-Лэди),
   d) хлоритово-эпидотовые сланцы (зеленые слои).
2. Свита Лох-Тай:
   a) сланцы Питлохрей и песчаники с гранатом (айлдские песчаники),
   b) лох-тайский известняк с пластовыми залежами эпидиорита,
   c) гранатово-слюдистые сланцы (группа Бен-Луй) (кварцит Глен-ко, лэвенские сланцы).
3. Бэн-Лауерокая свита, известняк Баллачулиш, эпидиоритовые дайки.
4. Блэр-Атоллская серия — графитовые сланцы, порою известняки, кварциты и конгломераты. Подразделение ее еще оспаривается.
5. Свита Шихаллион: кварциты и конгломераты со случайными пропластками филлитов и карбонатовыми залежами.

Трудность установления разреза состоит в том, что свиты 1—5 встречаются иногда в вышеуказанном, а иногда в обратном порядке. Поэтому следует признать, что тектонические нарушения (опрокидывания) происходили здесь в значительных размерах. В юго-западной части области Бэйли *(II, 13)* насчитывает по меньшей мере троекратное повторение названного комплекса, так что порядок сверху вниз таков:

4. 5. Лох-оуэский покров.
1. 2. 3. 4. 5. Илтэйский покров.
2. 3. 4. 5. Бэллэшелский покров,

с незначительными фациальными изменениями в пределах отдельных комплексов. Покровы должны были быть надвинуты с СЗ на ЮВ и могли быть в некоторых случаях разложены на отдельные лежачие складки. Позднейший период складчатости мог разбить весь надвинутый комплекс на крупные синклинальные и антиклинальные зоны и вызвать мелкую складчатость. Это движение могло итти на северо-запад.

Данное Бэйли определение пошатнулось, после того как Грин *(II, 43)* в Ислей доказал (1924 г.), что в пределах Блэр-Атоллской серии имеется несогласие с прослоем конгломератов и что известняк (ислейский известняк), помещаемый Бэйли внизу конгломератов, оказался в действительности вверху. Вместе с тем общее залегание в Ислей не антиклинальное, как думал Бэйли, а синклинальное, и покровная тектоника требует пересмотра.

Далее к северо-востоку в Перthшире все еще видимо продолжается перекрытие свиты 2 свитой 3 в различных метаморфических фациях; здесь же большие движения вначале были направлены к ЮЗ, а затем произошло волочение (Schleppung) и вторичная складчатость в сторону СЗ, причем веерообразная структура спуталась (*II, 14, 27*).

В настоящее время, пока не решен окончательно вопрос о верхах и низах, трудно еще сказать что-либо определенное, исходя из одних только тектонических положений.

Вопрос вступил в новую стадию благодаря исследованиям Тилли (Tilley) над распределением метаморфизма в южной части нагорья (*II, 72*).

По Тилли можно различить отдельные зоны метаморфизма с возрастающей силою в северо-западную сторону. Так мы различаем юго-восточную хлоритовую зону, за которой следуют сперва биотитовая, а потом гранатовая зоны. Далее на севере появляется



Рис. 33. Схема покровной структуры в дэлрэде на юго-западном берегу Шотландии между Ислей и Кинтайром. По Бэйли (Bailey).

еще четвертая кианит-ставролитовая зона. Стоит подчеркнуть, что у больших трещин, отсекающих нагорья от срединной долины, имеются пятна неметаморфизованного кембросилура, падающего под дэлрэд, т. е. на северо-запад. Неоспорима аналогия между этими фактами и данными Гольдшмидта в Норвегии. Усиление метаморфизма таким образом идет в дэлрэде на СЗ, в мойнских гнейсах на ЮВ, т. е. в обоих случаях к внутренним частям нагорья. Так как по южному краю слои и метаморфические зоны падают на СЗ, т. е. сильнее метаморфизованные породы перекрывают слабее метаморфизованные, то и при таком толковании все равно приходим к большому опрокидыванию, хотя зоны и не вполне совпадают с покровами Бэйли. Его метаморфическая зона альбитовых гнейсов оспаривается, но следует отметить, что таковая довольно значительна в весьма сходных зонах Норвегии (Гольдшмидт) (рис. 34).

К северо-западу, как уже сказано, метаморфизм возрастает, и в северном Перthшире, где свита тоже состоит из кварцитов, известняков и темных сланцев, последним свойствен состав: биотит —

ставролит — гранат, а при более сильной степени метаморфизма — кордьерит. [1]

Вопрос об отношении мойнских гнейсов к дэлрэду разрешается весьма различно; в общем следует выдвинуть, что они отличаются друг от друга кроме степени метаморфизации еще и литологическим характером исходного материала. Мойнская зона более псаммитовая, а дэлрэд — пелитовый и известняковый; конечно это могут быть просто фациальные различия, но более вероятно различное стратиграфическое положение. В районе Глен-Тилт наблюдалось, что известняки блэр-атоллской группы залегают на мойнских гнейсах с эрозионным несогласием. Из этого следует заключить, что главная масса дэлрэда моложе, нежели мойнские гнейсы, что является почти общепризнанным. За это говорит еще и то, что дэлрэд расположен южнее следующего по каледонскому каналу грэт-гленского нарушения, значит в более глубокой ступени нагорья. С другой стороны Грин поделился следующими наблюдениями в Ислее: западная часть Ислея занята льюисскими гнейсами с торридонским покровом; эти торридонские песчаники видимо в подобной же фации переходят к востоку в блэр-атоллский комплекс (нордмаркитовое вздутие). Поэтому можно относить дэлрэд, по меньшей мере частично, к торридонскому возрасту.

Представляются следующие возможности:

1. Мойн — льюисского возраста; разница лишь в степени метаморфизма; дэлрэд несколько моложе, но это тоже архей (Барроу, *II, 14*). Ввиду наличия льюисских галек в мойне это предположение неправдоподобно.

2. Мойн и дэлрэд — послельюисского, но доторридонского возраста, следовательно должны соответствовать позднему (калевийскому) архею Швеции. Этой точкой зрения не следует пренебрегать, так как отношения в ирландском и английском докембрии говорят скорее за это. Против же говорят сходство основного горизонта мойна с торридонским песчаником и порядок зон метаморфизма в смысле каледонской складчатости.

3. Мойн есть метаморфическая фация торридонского песчаника (Пич). Дэлрэд поэтому должен быть частично моложе. За это говорят отчасти мало метаморфический, палеозойский облик некоторых сланцев и вообще тип дэлрэдской седиментации, особенно участие основных пород в нижнем силуре южного нагорья. Против этого могут говорить лишь появление кварцевых галек в торридоне, которые однако в конце концов могут происходить и из более древних серий (группы Лох-Мэри), и появление дэлрэдских галек в гот-

---

[1] Последовательность без определения возраста:
1) кварцит нагорья,
2) параллельно-полосчатая группа,
3) тонкий слой известняка,
4) темные сланцы,
5) главный известняк с известковыми силикатами,
6) известковистый сланец.
1 и 2 дают переходы к мойнским гнейсам, во всяком случае — граница между ними здесь тектоническая.

ландии южного нагорья. Это однако не исключает того, что метаморфизм был ранне-каледонским.

Не следует закрывать глаза на то, что это последнее предложенное Фрёдином на основании аналогии с Норвегией объяснение, хотя и согласующееся с прежними шотландскими взглядами, все же приводит к весьма многим трудностям. Мойн и дэлрэд должны быть согласно этому отнесены к «составным (сложным) сериям» (Séries comprêhensives), в строении коих могут принимать участие торридонский песчаник, кембрий и нижний силур. В частности мойн должен приравниваться к сланцам Севе и гнейсам Оре, а дэлрэд — к менее метаморфизованному кембросилуру Тронд'емской области.

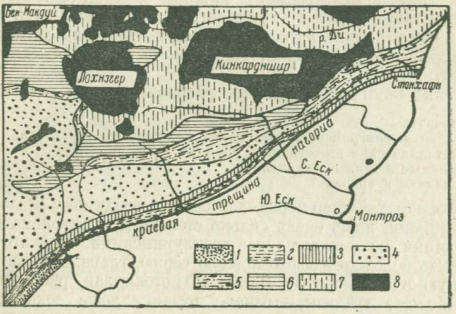


Рис. 34. Зоны метаморфизма в юго-восточных нагорьях. По Барроу (Barrow).

1—неметаморфические; *2*—хлоритовая зона; *3*—биотитовая зона; *4*—гранатовая зона; *5*—ставролитовая зона; *6*—кианитовая зона; *7*—силлиманитовая зона; *8*—интрузивы.

Структура как здесь, так и там должна характеризоваться обширными синклиналями с веерообразной и изоклинальной вторичной складчатостью и громадными краевыми надвигами (рис. 32). Только форланд лежит здесь на северо-западе, а потому и главные надвиги направлены в ту сторону. Южного форланда наоборот не видно, складчатая зона здесь значительно шире и идет вплоть до карбоновых гор южной Англии. Распределение величин отдельных элементов одинаковое.

Отличия от Скандинавии также не следует упускать из вида. Они состоят в том, что обе шотландские серии в общем менее метаморфизованы, чем норвежские, и сколько-нибудь значительного участия ранне-каледонских интрузий, могших вызвать метаморфизм, здесь не обнаружено. Дальнейшее различие в том, что в Шотландии докембрийская серия во всяком случае принимает участие в надвиговом строении (льюисские прослои, метаморфизованный

торридон). Это постольку неудивительно, поскольку вообще в Шотландии доторридонская поверхность не была пенепленом, а потому захват пород основания каледонским горообразованием, по крайней мере в краевой зоне, кажется неизбежным. По Фрёдину, это должно означать, что метаморфизм здесь главным образом динамический, и что кроме того в Шотландии эрозионный уровень лежал выше, нежели в Норвегии. Дальнейшая аналогия выводится из распределения ранне-каледонских эруптивов, к которым мы еще вернемся ниже.

В Ирландии вероятно докембрийская свита занимает северную часть острова (Антрим, Лондондерри, Донегал, Майо, Голуэй). Верхняя возрастная граница определяется тем, что эта свита на западе несогласно перекрывается нижним силуром (аренигом). Метаморфизм таким образом должен быть докембрийским (*II, 1*).

Здесь нет типичных льюисских пород и осадочная свита сравнивается с дэлрэдом Шотландии, что важно ввиду поставленной выше проблемы.

Осадочный комплекс в Донегале расчленен сверху вниз так:

Кварциты.
Базальный конгломерат, быть может ледникового характера.
Кристаллические известняки и сланцы.
Слюдяные и темные сланцы.
Песчаники и аркозы.

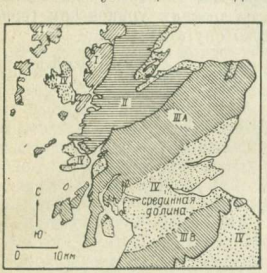
В основном характер первичной свиты повидимому везде одинаков, изменяется лишь очень сильно степень метаморфизма в связи с интрузиями, во всяком случае досилурийскими. При этом легко обнаружить более древнюю основную серию, главным образом превращенную в эпидериты. Известны потоки лав, риолиты, туфы и т. д. Моложе граниты, — однако отчасти тоже докаледонские, принимавшие очень большое участие в метаморфизме древнейших отложений вплоть до образования микстогнейсов. Между тем следует отметить, что эти граниты часто с трудом можно отличить от гранитов каледонских.

Из описания явствует, что эта свита имеет наибольшее сходство с дэлрэдской свитою, продолжение коей по простиранию она собственно и представляет. Это однако не приближает нас к решению набросанных выше проблем. Эта серия совершенно определенно должна быть послельюисской, и льюисская суша вероятно лежала где-то далее на северо-западе. Свита отложена в некоем быть может морском бассейне, южная и восточная границы которого нам неизвестны, ибо они по всем вероятиям лежали далеко за пределами острова. Имеются аналогии с явлениями в Англии, которые мы теперь и рассмотрим.

Если можно обобщить наблюдения над несогласным перекрытием этой группы пород нижним силуром (оно распространяется лишь на Майо и Голуэй, т. е. на север), то при сходстве свиты с дэлрэдом вышеизложенное объяснение Фрёдина наталкивается на трудности: именно на то, что метаморфизм в таком случае следует признать докаледонским. Таким образом возраст серии остается неизвестным, так как типичные представители торридонской серии отсут-

ствуют, и ирландский «дэлрэд» очень легко может оказаться удаленной от берега фацией торридонского песчаника. Этому не противоречили бы и основные интрузии, так как таковые известны в Англии вероятно в торридонских слоях. Но все же совершенно не исключается возможность, что имеющаяся здесь серия тоже сложная, и что отделенные девоном на поверхности площади на востоке и на западе не следует отождествлять без всяких колебаний. Несогласное залегание нижнего силура на западе могло быть и тектоническим.

В Англии докембрийская свита распространена лишь в немногих выступающих из-под кембросилура островах в Энглси, северном и южном Уэльсе, Шропшире и Пемброкшире.



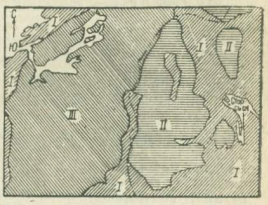


Рис. 35. Сравнительный набросок Шотландии и Скандинавии. По Фрёдину. Из Кобера (Kober, Bau der Erde).

I—автохтонное основание; *II*—мойн или Емтландский надвиговый район—покровная зона; *III*—дэлрэд—тронд'ьем, центральная зона; *IV*—более молодые покровы Шотландии.

Энглси пожалуй является единственным пунктом, где сильно метаморфические гнейсы имеют льюисский тип (*II, 45, 46*). На этих древнейших слоях (быть может имеющих аналог в Шропшире у Рёштона) там лежит мощная серия, во всяком случае докембрийская, ибо гальки ее встречаются уже в кембрийских конгломератах. Эта группа Мона — отчасти вулканическая, и состоит из агломератовых лав, под коими несогласно залегают кварциты, яшмы и т. д.; еще ниже они перемежаются с риолитовыми излияниями (слои Фидлин).

Комплекс известен и в своей более метаморфизованной фации (фация Пенминид).

Следовательно приходится считаться с еще более молодою докембрийскою вулканическою деятельностью, совершенно отсутствующей в шотландском торридоне, а в дэлрэде выраженной лишь очень слабо. Этот поздне-архейский, альгонкский вулканизм характерен и для прочих местностей Англии. Между тем не приходится сомневаться в том, что названные далее важнейшие английские выходы относятся к докембрию, потому что они в огромном большинстве несогласно перекрыты кембрием или по меньшей мере

нижним силуром. Ниже помещенная таблица указывает характер этой свиты (по Уоттсу, 1917 г. *II, 2*).

Итак можно считать, что для английского докембрия характерна вулканическая серия (уриконско-небидская), которая и проявляется почти везде с некоторыми небольшими различиями. Иногда она проявляется как самый верхний известный нам докембрий, иногда она перекрывается мелко- или пресноводной свитой, верхняя часть коей (западный лонгмайндский горизонт) находится в близкой связи с торридонским песчаником. Разница состоит лишь в том, что этот предположительный торридон перекрыт еще более поздними вулканическими породами (понтсфордский горизонт), которые впрочем схожи с более древним уриконским горизонтом до такой степени, что их легко спутать.

Шропшир	Лейстершир	Пемброкшир
Понтсфордский горизонт: Пестрые песчаники и сланцы с андезитовыми и риолитовыми покровами.		
Западно - лонгмайндский горизонт: Пестрые песчаники и сланцы с конгломератами, содержащими вулканические компоненты.		
Восточно - лонгмайндский горизонт: Мощная свита пестрых песчаников и сланцев.	*Брэндская серия:* Конгломераты, песчаники и сланцы с вулканическим материалом.	
Уриконский горизонт: (кардингтонский горизонт): Андезитовые и риолитовые излияния с туфами и редкими прослоями осадочных отложений.	*Мэплуэлская серия:* Пирокластические породы среднего состава, частью из подводных, частью из наземных аггломератов и лав дацитового облика.	*Небидский горизонт:* Сланцы и туфы, мелкозернистые аркозы, конгломерат, трахиты и андезиты, красные и зеленые туфы.

Краткий обзор показывает, что английская докембрийская свита все же весьма существенно отклоняется от северо-шотландской, причем Ирландия больше приближается к английскому типу. Совершенно независимо от того, что вулканическая деятельность продолжалась до торридонского времени включительно (чему имеются параллели и в Швеции), между торридоном и древнейшим археем появляется еще одна мощная вулканическая и осадочная свита. Вполне естественно думать, что она соответствует поздне-льюисским интрузиям в менее метаморфизованной фации, но вполне возможно

также, что здесь перед нами промежуточный горизонт, принадлежащий некоей области докембрийского понижения, северо-западный берег которого как раз и был образован льюисским гнейсом с торридонской трансгрессией. Видимое там (Эрна) несогласие могло бы таким образом на юго-востоке в поздне-архейской впадине переходить в согласное залегание. Тогда можно было бы считать восточный лонгмайнд и урикон примерно эквивалентами калевийско-ятульской свиты Фенноскандии. Однако это требует известной осторожности в определении дэлрэда и мойна. Во всяком случае не должна исключаться возможность, что и там содержатся доторридонские, но послельюисские комплексы.

3. КЕМБРИЙ

В Великобритании можно различить три совершенно различных кембрийских области: средне-английскую, северо-английскую (Уэльс, Шропшир, Озерный район) и северо-шотландскую. Так как на Энглси и на некоторой части северного берега Уэльса кембрий частью отсутствует, частью представлен неполно, то здесь приходится говорить о ряде кембрийских островов, отделявших южную область от средне-ирландского острова, район Мэнских озер. По новейшим исследованиям (см. далее, Николас, *II, 63)* однако этот недохват является не первичным, но указывающим на доскиддавское (доаренигское) несогласие.

На юге Англии находится весьма мощная, но частично кластическая (обломочная) прибрежная свита кембрия, в средней Англии некоторые зоны отсутствуют. Далее на севере видимо находился берег, потому что в северной Ирландии кембрия нет, а в южном нагорьи Шотландии он во всяком случае никем не обнаружен. К тому же в наиболее северных частях Шотландии имеется совершенно иная фация.

Фация Уэльса — наиболее полная и наиболее мощная — достигает 3 200 *м*. Нижний отдел (кэрфейская свита, нижне-харлечский горизонт) параллелизуется со слоями с *Olenellus,* и местами *Olenellus* и лингуллеллы (*ferruginea*) были найдены (южный Уэльс), но по большей части он фауны не содержит за исключением многочисленных трубок червей. Для обеих областей распространения характерна двукратная смена пород — от пестрых сланцев до грубых граувакк. При большой мощности этой группы (450—1 200 *м*) не исключается видимо, что здесь частично перед нами эокембрийские эквиваленты спарагмитовой формации Норвегии. В самой северной части северного Уэльса эта серия менее мощна и представлена главным образом пестрыми сланцами с тонкослоистыми (тонкоплитчатыми) и мелкозернистыми песчаниками.

В среднем кембрии наблюдаются углубление и трансгрессия. В южном Уэльсе возможно деление на зоны. Считая сверху:

Миневский горизонт:	слои с	*Conocoryphe*
	зона	*Paradoxides davidis*
	„	„ *hicksi*
Свита Сольва:	„	„ *aurora*
	„	„ *solvensis*
	„	„ *harknessi*

Мощность доходит здесь до 830 *м*.

В северном Уэльсе средний отдел кембрия представлен бедными фауной пестрыми сланцами (гэмлэнская группа, верхнехарлечский горизонт). Единственно известная фирма — *Conocoryphe viola*. Мощность достигает 230—350 *м*. На них лежит миневская серия,— темные сланцы, указывающие на углубление бассейна.

В миневских отложениях известна немногочисленная фауна: *Protospongia fenestrata, Agnostus punctuosus, Anopolenus Salteri, Microdiscus punctatus, Paradoxides davidis, P. hicksi.*

В одной части северного Уэльса (полуостров Тёдуол) повидимому верхне-миневские слои отсутствуют *(P. davidis)*, и как будто бы существует слабое несогласие с *Lingula*-содержащими плитняками верхнего кембрия. Под ними непосредственно лежит зона *P. hicksi* с тиличными ископаемыми *Solenopleura applanata, Agnostus barrandei, A. fallax, A. fissus, A. nudus, Microdiscus punctatus* и некоторыми переходными формами *(Agn. punctuosus, Centropleura impar, C. Salteri, Frinnys venulosa)*.

За углублением в среднем кембрии следует обмеление моря, характеризующееся *Lingula*-содержащими плитчатыми песчаниками (Lingula-flags). Только в верхнем отделе появляются темные сланцы, отечающие новое углубление. Нижние лингуловые слои — пестрые и темные песчанистые плитчатые сланцы, относительно бедные фауной, но имеющие большую мощность (до 1 300 *м*). Из ископаемых встречается главным образом *Lingulella davisi*.[1]

Верхний отдел (горизонт Долгелли северного Уэльса) менее мощен (80—200 *м*), но зато указывает вновь на большую глубоководность и имеет характерное деление на зоны, примыкающие к скандинавским:

4. Зона *Peltura scarabaeoides*
3. „ *Agnostus trisectus*
2. „ *Orthis* (*Osusia*) *lenticularis*
1. „ *Parabolina spinulosa*

В этом верхнем отделе были найдены еще *Agnostus obtusus, A. rudis* и *Spaerophtalmus alatus*. Таким образом здесь в верхнем отделе вновь встречается характерная свита зон $2b$ — $2d$ района Осло, тогда как нижняя часть лингуловых слоев вероятно совпадает с зоной $2a$. Мощность однако в Англии много больше.

Далее надо отметить, что в долгелльских слоях встречаются андезитовые лавы.

Фация средней Англии *(II, 18)* прежде всего отличается тем, что части среднего и верхнего кембрия иногда отсутствуют и что нижний кембрий несогласно перекрыт верхним силуром. Общая мощность повидимому меньше даже там, где представлена вся свита (400—600 *м*).

Серия везде начинается конгломератами и кварцитами,

[1] Наряду с нею: *Agnostus reticulatus, A. pisiformis, Olenus truncatus, O. cataractes.*

включающими компоненты подстилающих вулканических докембрия, можно говорить об явственном обособлении шотглауконитовая и содержит известняковые прослои. В последних и в переслаивающих их кварцитах были найдены гиолиты, *Kutorgina cingulata* и другие формы оленеллусового горизонта. Выше залегают два известняковых прослоя, нижний с *Callavia callavi*, верхний с *Protolenus, Microdiscus bellimarginatus* и *M. lobatus*, следовательно с типичными американскими формами *(I, 17)*. Эта нижне-кембрийская серия кое-где отделяется несогласием от верхов среднего кембрия, в котором выделяются зоны:

Paradoxides davidis
Paradoxides rugulosus
Dorypyge lakei
Paradoxides groomi

Следовательно, в то время как здесь часть среднего кембрия видимо отсутствует, в других местах имеется очевидно непрерывный переход к мощным пестрым пёрлейским сланцам (600 *м*). У Мальверна (*II, 49*) часть этих сланцев вновь заменена песчаниками. Верхние части среднего кембрия и верхний кембрий вновь представлены частью весьма мощными сланцами различного цвета, в которых содержатся зональные ископаемые группы Долгелли, а также и более глубоких горизонтов. Как уже сказано, часть этих более высоколежащих свит может и отсутствовать.

Фация средней области как будто бы продолжается с подобным же характером и к острову Мэну и к юго-восточной Ирландии (*Oldhamia radiata*). Находки фауны там однако редки, а потому сопоставление в деталях вряд ли возможно.

Шотландская свита отложений в нижних своих частях приблизительно такая же. Она начинается с конгломерата и кварцитов, частью образованных спарагмитически, а в верхней части содержащих многочисленные вертикальные ходы червей (Pipe rocks — трубчатые породы). Фрёдин видит в них эквивалент норвежских спарагмитов.

За ними (кверху) следуют фукоидные сланцы, отчасти доломитовые, с типичною оленеллусовой фауной американского облика: *Hyolithes, Kutorgina labradorica, Olenellus Lapworthi, O. reticulatus, O. gigas*. Они соответствуют без сомнения гиолитовым известнякам и кварцитам срединной части страны.

В верхах следуют доломитовые песчаники (серпулитовые песчаники) с *Salterella* и *Olenellus*, которые нужно относить еще к нижнему кембрию.

Выше лежит дёрнесский известняк, — своеобразное шотландское образование. Эта известняковая формация в 460 *м* мощности в нижних частях быть может представляет еще средний кембрий. Наличие верхнего кембрия напротив под большим вопросом, ибо верхние горизонты содержат уже ордовикскую фауну: *Archaeoscyphia, Orthisina festinata, Maclurea, Murchisonia, Pleurotomaria Endoceras, Orthoceras* и т. д.

Общее деление следовательно таково:

Уэльс	Срединная часть страны		Шотландия	Швеция
Горизонт Долгелли, верхние лингуловые сланцы 75—180 *м*	Сланцы с *Orthis lenticus* (оокские сланцы, олдбёрийские сланцы частично) 90—150 *м*			*2b — 2d*
4. *Peltura scarabaeoides* 3. *Agnostus trisectus* 2. *Orthis lenticularis* 1. *Parabolina spinulosa*				*2a*
Нижний лингуловый сланец до 1 300 *м*, песчаный				
Миневский горизонт до 230 *м*				
Conocoryphe	*P. davidis*	Олдбёрийские сланцы частично	?	
P. davidis	*P. rugolosus*		Дёрнесский известняк	
P. hicksi	*Dorypyge*			
Горизонт Сольва до 600 *м*	*Par. groomi*	Пёрлейские сланцы 600 *м*		*1c — d*
P. aurora *P. Solvensis* *P. harknesi*		Пёрлейские сланцы		
Горизонт Кэрфэ или нижние харлечские сланцы 460—1 200 *м* Песчаники и пестрые сланцы	Протоленусовая зона Оленеллусовая зона Песчаник и кварциты около 150 *м*	Гиолитовый известняк Кварциты	Серпулитовый песчаник, фукоидный сланец, кварцит	Нижний оленеллусовый горизонт ? Спарагмиты

Если просмотреть все это развитие в целом, то невольно замечаются черты сходства с Скандинавией, не взирая на многие различия. Начало серии и здесь, как в Скандинавии, почти одинаково; тут же надо указать и на широко распространенную гиолитовую зону; правда имеются порою провинциальные признаки, например здесь неизвестны шведская и норвежская фауны *Holmia* и *Torellella*, но зато американская фауна *Protolenus* и *Microdiscus* здесь встречается, хотя и в несколько более высоком залегании. Эти верхние части нижнего кембрия, как недавно оказалось, прослеживаются далеко в восточную часть Средней Европы (Лаузиц, Польша), тогда как в Скандинавии они видимо отсутствуют. В среднем кембрии тоже имеется провинциальное различие, несмотря на совпадающее погружение обеих областей, осо-

бенно в расходящихся видах *Paradoxides*. Только начиная со среднего кембрия, можно говорить об явственном обособлении шотландской фации. Что это обособление быть может вызвано рядами островов (Англси, Ланбери и т. д.), уже говорилось выше. Но может быть это вызвано тем, что между обеими областями находились более глубокие зоны опускания, на что указывают остатки древнего палеозоя по южному краю нагорья (радиоляриты и т. д.), возраст коих однако еще окончательно не установлен. В самом верхнем кембрии однако зональное деление Англии вплотную примыкает к скандинавскому, только отложения здесь отличаются большими мощностями. Геосинклинальная фация здесь таким образом видимо началась ранее, а несколько отклоняющийся характер Шотландии при этом может объясняться тем, что эта область лежала по ту сторону каледонского трога (протиба).

4. ОРДОВИЦИЙ

Самый нижний отдел ордовиция — *тремадок* — в Англии часто объединяется с кембрием, тогда как наоборот в Европе его почти всегда причисляют к силуру. Тремадок распространен в срединной части страны, в северном и южном Уэльсе[1] и в озерной области и с некоторым вероятием должен быть представлен на острове Мэне, а также в части южной Ирландии. Напротив он отсутствует в Англси и в примыкающих частях побережья северного Уэльса, быть может и в части озерной области; в северной Ирландии и Шотландии тоже можно с некоторой уверенностью говорить об его развитии на побережьи.

Полная свита отложений в северном Уэльсе показывает следующее расчленение сверху вниз:

серо-синие сланцы с *Angelina sedgwicki* 36 *м*,
плитчатые сланцы с *Shumardia pusilla* и другими трилобитами,
сланцеватые аркозы с *Asaphellus homfrayi*,
полосчатые сланцы с *Acrotreta* и *Bellerophon* 75 *м*,
сине-серые сланцы с *Dict. sociale* 6 *м*,
сланцы с *Niobe homfrayi, Psilocephalus innotatus* и *Hymenocaris vermicauda* около 60 *м*.

Здесь перед нами серия, носящая несколько более мелководный отпечаток, нежели верхний кембрий. Новейшие исследования Николаса (*II, 63*) заставляют считать правдоподобным, что отсутствие этой свиты в северном Уэльсе и на Англси не первично, и что большие глубины на самом деле находились на западе, а на востоке существовала суша. Скиддав залегает на севере несогласно на кембрии и частично на докембрии. Значит здесь имеются признаки доскиддавских движений и эрозии, которые могли удалить кембрий и тремадок на толщину до 1 000 *м*. Западную сушу таким образом приходится искать гораздо дальше на западе. Если же

[1] С *Peltura punctata, Ogygia marginata, Dicellocephalus serratus, Parabolinella rugosa*.

по линии Энглси — озерная область признать существование островов, то это имеет прежде всего значение лишь для пограничного времени тремадок-скиддав (арениг). Почти повсюду можно различить нижнюю диктионемовую зону (с *Clonograptus*) и верхнюю шумардиевую зону (с *Macrocystella mariae, Olenus triarthus, Agnostus dux* и другими). В тремадоке можно видеть примерно эквивалент зонам $2c$ — $3a\gamma$ района Осло и эквивалент шведского оболового песчаника вплоть до цератопигового известняка. Фаунистически различия однако много больше, нежели в самом верхнем кембрии. Движение по верхней границе напоминает трюсильскую фазу Норвегии.

Следует указать, что еще в тремадоке появляются в северном Уэльсе риолитовые лавы. В слабой степени здесь уже видно начало вулканической деятельности.

В *скиддаве* (= аренигу) происходит углубление моря, и каледонская геосинклиналь начинает приобретать гораздо более ясно очерченный характер. Типично геосинклинальное накопление осадков происходит в южных нагорьях Шотландии, где серия начинается мощными лавовыми покровами и туфами (породы Боллэнтрэ), на которых залегают менее мощные граптолитовые сланцы и радиоляриевые роговики. В английской озерной области скиддав представлен свитой граптолитовых сланцев. Вулканизм начинается здесь лишь позже. В срединной части страны скиддав развит лишь западнее Лонгмайндских холмов и начинается там согласно залегающим на тремадоке частью конгломератовидным кварцитом, за которым следуют сланцы с граптолитами и отчасти туфы и вулканические продукты (шельвская фация). Далее к востоку этот отдел неизвестен, там карадок лежит прямо на кембрии, и лишь по галькам в более молодых конгломератах можно предполагать, что и там имелись быть может песчаные прибрежные образования, которые до некоторой степени аналогичны северо-французским и армориканским песчаникам. Важный факт установления древней суши в восточной Англии следует не упускать из вида.

В северном Уэльсе отношения схожи с этими; порою свита представлена целиком, но часто начинается с конгломератов, залегающих слегка несогласно на тремадоке, и показывает перемежающийся состав из кварцитов, сланцев, известняков и вулканических продуктов. В других местах, особенно на севере (Энглси), она могла совершенно отсутствовать — там именно видимо еще сохранялась островная область.

Развитие в среднем и южном Уэльсе и в Корноуле схоже с этим; иногда более сланцевое (на севере), иногда более песчаное (армориканский песчаник в Корноуле), оно однако вновь показывает очень большое участие вулканических продуктов, которые в южном Уэльсе доходят до 900 *м* мощности.

Таким образом мы различаем среднюю, главным образом характеризующуюся граптолитовыми сланцами полосу (озерная область), к которой с юго-востока примыкает несколько изменчивая частично несогласно напластованная серия (северный Уэльс — Шропшир), тогда как на севере и на юге уже к началу скиддава наступает

типично орогенное накопление осадков с вулканическими выбросами.

Каково было положение северных нагорий Шотландии, сказать трудно, и это зависит от того положения, которое приписывается дэлрэдской формации. Во всяком случае вышеупомянутый дёрнесский известняк, верхние части коего могут считаться ордовикскими, образует особую фацию. В Ирландии горизонт этот частично представлен массивными песчаниками и конгломератами.

Зональное деление в общем дает, считая сверху вниз, три зоны:

Зона 6. *Didymograptus bifidus*
» 5. *Didymograptus hirundo*
» 4. *Didymograptus extensus.*

Нижний отдел характеризуется еще *Dichograptus, Tetragraptus, (bryonoides), Phyllograptus (typus),* а верхний — *Diplograptus, Climacograptus* и *Glossograptus.*

Из других ископаемых в верхах отмечаются *Ogygia selwyni, Obolella plumbea, Euomphalus corudensis, Orthis carausi.*

В середине господствуют *Aeglina grandis, Trinucleus gibbsi, Ampyx Salteri;* в низах следует упомянуть: *Ogygia peltata, Barrandea homfrayi, Illaenus hughesi, Placoparia cambrensis.*

Скиддав можно сопоставить с зонами 3*b*—3 *c*β Осло или с нижним азафусовым известняком Швеции. Фаунистическое сходство однако имеется лишь с граптолитовой фацией Шонена, хотя оно сводится к сходству скорее родов, чем видов.

Последующее *ландейлское* время отмечается собственно большей интенсивностью орогенного накопления отложений и вулканизма. В северной части южно-шотландских нагорий (Гирванская область) имеется мощная (170 *м*) мелководная свита, внизу представленная своеобразным стинчарским известняком, скорее напоминающим своею фауною кораллов, брахиопод и гастропод северо-шотландское развитие. На нем лежат мощные конгломераты, к югу замещающиеся граувакками и песчаниками приблизительно в 300 *м* мощностью. В южной части (Моффат) вся эта свита представлена всего лишь 10 *м* радиоляритов и граптолитовых сланцев.

Прилегающий озерный округ отличается интенсивной вулканической деятельностью, начинающейся андезитами и базальтами, вверху сменяемыми риолитами. Эта вулканическая группа залегает на зоне *Didym. Murchisoni.* Аналогичные отношения господствуют в северном Уэльсе, где очень мощные агломераты, лавы и туфы принадлежат к этой серии. По новейшим исследованиям, сюда же следует отнести лавы Сноудона, ранее считавшиеся более молодыми.

Далее на востоке вулканическая деятельность ослабевает; в срединных частях страны выступает частью известняковая с трилобитами, частью сланцевая граптолитовая фация ландейло, тогда как еще восточнее все еще должна существовать суша.

В среднем и южном Уэльсе господствуют мелководные известняки без граптолитов, в Корноуле накопление песчаных осадков с вулканическими продуктами (шаровые лавы) все про-

должается. В южной Ирландии развитие схоже с уэльским; на северо-западе наоборот залегают имеющие 3 600 *м* мощности муэллериасские песчаники, соответствующие гирванскому развитию. В верхнем ландейло здесь появляются известняки и иногда вулканические продукты.

В граптолитовой фации можно различать и здесь сверху вниз четыре зоны (*II, 30*):

Зона 10. *Climacograptus peltifer;* наряду с ним *Dicranograptus brevicaulis, Mesograptus multidens, Dicranograptus zic-zac, Climacograptus, Dicellograptus.*

Зона 9. *Nemagraptus gracilis;* наряду с ним *Didymograptus superstes, Leptograptus flaccidus.*

Зона 8. *Glyptograptus teretiusculus.*

Зона 7. *Didymograptus murchisoni;* рядом *Glyptograptus dentatus, Mesograptus foliaceus, Diplograptus angustifolius, Dicellograptus moffatensis, Orthis testudinaria.*

Эта 7 зона ныне частично причисляется еще к аренигу — скиддаву.

В более известняковом развитии на юге нередки трилобиты и брахиоподы. Из типичных форм следует упомянуть (*II, 28*): *Lichas laxatus, Cybele verrucosa, C. rugosa, Acidaspis hysterix, Harpes flangani Orthis, Raffinesquia, Leptaena* и частью более высоко поднимающиеся роды — *Plectambonites llandeiloensis, Strophodonta corrugatella,* мшанки, цистидеи, криноидеи и т. д.

Ландейло соответствует зоне $3c\gamma$ (ортоцератитовый известняк) Осло или части шведского азафусового известняка. Зона *Nemagraptus gracilis* представлена также и в Шонене.

Карадок имеет схожие черты, но вулканическая деятельность тут уже слабее.

В северной части южного нагорья (Гирван) прибрежная седиментация продолжается; осаждаются сланцы, песчаники и конгломераты свыше 700 *м* мощности, в то время как на юге (Моффат) всю свиту составляют едва 12 *м* граптолитовых сланцев.

В озерном районе горизонт этот — известняковый (конистонский известняк) с конгломератовыми прослоями и риолитами.

В Шропшире (срединная часть страны) эта свита начинается известковистым песчаником и показывает чередующийся ряд сланцев, песчаников и туфов (андезитовых). Большое значение имеет то, что эта свита может быть прослежена и далее к востоку, так что восточный берег во всяком случае еще несколько отодвигается.

Сходно с этим и развитие в северном Уэльсе, где между прочим вместо песчаников порою выступают граптолитовые сланцы, так что имеется известный переход к шотландской фации. Насколько сюда же принадлежат вулканические породы споудонской группы, пока еще не вполне ясно (см. выше). В среднем Уэльсе карадок внизу представлен сланцами, вверху известняками.

В Ирландии карадок распространен повсеместно, но выделение фаций пока еще очень затруднительно. Все же на юго-востоке

имелась повидимому более глубоководная в центре и на северо-западе — более мелководная песчаниково-известняковая фация. Вулканические продукты встречаются довольно часто.

В общем замечается ослабевание вулканической деятельности и концентрация пояса глубоководных отложений (выраженных граптолитовыми сланцами) в более узкой полосе (южное нагорье — северный Уэльс — южная Ирландия), так что более мощная, но мелководная песчаниково-известняковая фация начинает заполнять впадину.

Здесь тоже наблюдаются три зоны граптолитовой фации (*II, 30*):

Зона 13. *Pleurograptus linearis, Orthogr. ramosus;* наряду с ними зачастую встречаются *Trematis corona, Strophomena grandis* и *Homalonotus rudis.*

Зона 12. *Dicranograptus clingani, Dicr. ramosus.*

Зона 11. *Climacograptus wilsoni* и *Glossograptus hincksi.*

Английский карадок выражен в трилобитово-брахиоподовой фации с фауной *Calymene planimarginata.*

Для верхних частей важны формы: *Chasmops (conicophtalmus, macrura)* и *Orthis (Nicolella) actoniae.* Кроме того: *Orthis crispa, O. biforata* и т. д., *Plectambonites quinquecostata, Cheirurus bimucronatus, Harpes darami, Illaenus bowmanni, Trinucleus gibbifrons, Acaste apiculata, Beyrichia complicata, Halysites catenularia* и т. д.

В нижних горизонтах содержатся *Asaphus powisi* и *Heterorhis alternata.* Остальная фауна в обеих зонах сходная. Следует назвать: *Orthis elegantula, O. calligramma, O. testudinaria, Plectambonites sericea, Leptaena rhomboidalis, Strophomena expansa, Calymene caractaci, Homalonotus bisulcatus, Trinucleus concentricus, Monticulipora* и т. д.

Карадок соответствует приблизительно нижнему тринуклеусовому сланцу Осло или горизонту *Chasmops* Швеции. Зональная последовательность в Шонене почти та же самая; вообще в распространении мелководной фации в Британии имеется некоторое приближение к фаунистическим отношениям на востоке.

Ашгиллький ярус являет собою непрерывное продолжение этого развития. Маломощная чисто граптолитовая фация в сущности концентрирована в южной части южных нагорий (Моффат). Северная часть нагорья обнаруживает чередующееся залегание сланцев, известняков и конгломератов достаточно большой мощности; озерный округ, а также срединная часть и северный Уэльс характеризуются известняково-сланцевой свитой, в которой особенно выделяется ставроцефалусовый известняк (*St. globiceps*) в основании свиты. Восточная суша вероятно простиралась до среднего Уэльса, тогда как южный Уэльс едва отличается фациально от северного. В Ирландии тоже широко распространены известняковые слои ашгиллького возраста.

По зонам отложения здесь вновь подразделяются на три отдела:

15*a*. Подзона мелких климакограптид.
15. » *Dicellograptus anceps.*
14. » *Dicellograptus complanatus.*

В известняковой фации верхние горизонты характеризуются *Dalmanites mucronatus*, нижние же — *Phillipsiella parabola*. Многие формы из нижних слоев *(Cybele, Orthis, Plectambonites)* проходят насквозь. Наряду с ними имеют значение: *Encrinurus sexcostatus, Cheirurus octolobatus, Ampyx tumidus, Acaste Brogniarti, Calymene Blumenbachi, Illaenus Murchisoni, Trinucleus seticornis, Homalonotus bisulcatus, Orthis sagittifera, Siphonotreta micula, Bollia lata, Chonetes laevigata, Phyllopora hisingeri* и т. д.

Вулканическая деятельность ослабела еще более; в озерном районе от нее имеются лишь следы.

Можно сопоставить ашгиллий с верхними частями горизонта 4 и горизонтом 5 Осло; в Швеции эквиваленты образованы тринуклеусовым и гарпесовым горизонтами. Зона *Dic. complanatus* встречается тоже в Шонене.

Общее развитие ордовиция опять-таки типично для геосинклинальной области. Сначала (в тремадоке) можно распознать широкую борозду (или желоб), которая на севере по всем вероятиям ограничивалась льюисской гнейсовой массой, южный же край ее точно неизвестен. Повидимому область побережья лежала в юго-восточной Англии. В середине могли еще существовать острова (Энглси). Потом начинается эруптивная деятельность (скиддав) и притом прежде всего на севере и на юге. В связи с этим следует общее опускание, которое погружает почти всю область до уровня осаждения граптолитовых сланцев, в Шотландии же и в Корноуле даже до еще более глубокого уровня. Опускание и вулканизм длятся и в ландейло, но преимущественно в среднем районе (южная Шотландия — озерный район — северный Уэльс — Ирландия). Также и восточный или юго-восточный край прогиба (желоба) ясно виден, и глубоко опустившаяся корнуолская полоса отделяется от северной зоны опускания несколько более мелководным районом Уэльса. Далее накопление осадков протекает различно. В прибрежных частях, например в северной части южных нагорий и даже в Ирландии, впадина быстро заполняется. Образуются мощные накопления осадков во много тысяч метров. В удаленных от суши частях накапливается лишь малое количество отложений (Моффат — до 40 *м*) (ср. рис. 36—41).

Вулканизм все больше и больше идет на убыль, так же как и опускание; некоторые части, как средний Уэльс, появляются над уровнем моря. Глубокая впадина с обеих сторон заполняется осадочным материалом и концентрируется лишь в центральном желобе.

Наряду с экструзивным вулканизмом налицо имеются и значительные интрузии. В озерном районе известны довольно крупные, по большей части кислые интрузии, вероятно ордовицского возраста. Из меньших интрузий — основные внедрились в нижние, а кислые — в верхние ордовицские пласты (гранофиры и долериты).

Основные и кислые интрузии известны на острове Мэне, причем они частично деформированы каледонскими движениями.

В районе Ассинт в Шотландии распространены послекембрийские, но докаледонские богатые щелочами породы (кварцевые и

бескварцевые сиениты, нефелиновые сиениты и т. д.), которые следует отнести сюда же. Мелкие интрузии, прежде всего многочисленные лампрофиры, принадлежат вероятно тоже сюда. На их аналогию с Фенской областью южной Норвегии указывалось Брёггером; по его мнению, им можно приписать также и доордовикский (? эокембрийский) возраст.

5. ГОТЛАНДИЙ

Ныне принятое подразделение различает три яруса (сверху вниз); старые обозначения поставлены рядом.

Даунтон —	Верхний лудлоу	Переходные слои
Салоп	Нижний лудлоу	
	Уэнлок	
		Тараннон-Гала
Валент —	Ландовер	
		Биркхилл

Фациальное расчленение в некотором отношении схоже с ордовикием; здесь тоже можно различить две фации: граптолитовую и трилобито-брахиоподовую; первая чисто сланцевая и небольшой мощности, вторая — сланцево-песчаная с известняковыми прослоями и часто большой мощности.

В **валенте** *(II, 11, 12, 54)* довольно ясно вырисовывается центральная глубокая полоса с граптолитовой фацией, которая охватывает южную часть южного нагорья, озерный район и северный Уэльс и вероятно имеет продолжение в центральных и северных частях Ирландии. Глубочайший участок этой впадины расположен в озерной области, где были отложены лишь 15 + 90 *м* валентских слоев. В южных нагорьях в Моффатском районе лишь нижняя часть — чисто граптолитовая, верхи же (до 1 200 *м*) представлены уже более грубыми осадками и конгломератами. Далее к северо-западу в Гирванском районе свита, доходящая до 1 000 *м* мощности, в общем представлена прибрежными песчаниками и конгломератами, но отличается повторным появлением граптолитовой фации; видимо здесь имеются местные несогласия и внутри-формационные эрозионные перерывы.

В то время как в северном Уэльсе еще преобладает граптолитовая фация, к юго-востоку характер значительно изменяется. Мощность очень увеличивается (275—1 000 *м*); далее нижний отдел возрастает до 900 *м* и обнаруживает внутри-формационные конгломераты и несогласия; он лежит тоже несогласно на ордовикском ложе. Еще далее к юго-востоку залегает достигающая по меньшей мере 900—1 200 *м* мощности свита более прибрежной фации, отличающаяся несогласием между нижним и верхним валентом. Кажущееся уменьшение мощности объясняется эрозионной фазой. На юго-востоке следует обширная полоса (южный Уэльс, Мэй-Хилл, Малверн), в которой нижний валент совершенно отсутствует, а верхний частично лежит непосредственно на докембрии; здесь ярко обнаруживается трансгрессия на юго-восток; свита —

маломощная и представлена песчаником и известняковыми прослоями.

Еще восточнее и южнее (Мендип—южный Пемброкшир) имеются основные излияния в валентские слои. Таким образом это приводит к южным частям Ирландии, где даже более прибрежная свита отмечена значительными вулканическими излияниями.

Часто высказывается мнение, что образование протиба (или трога) посредине и перевес литоральных фаций по краям указывают на постоянное неуклонно идущее опускание средней части и медленное поднятие краев. Большая мощность береговых осадков мне однако кажется признаком того, что края должны были также погружаться. Области поднятия лежали дальше во внешнюю сторону, и трансгрессия верхнего валента к югу указывает даже на увеличение бассейна. Постоянство впадины (протиба) и вместе с тем погружение краев, непрерывно компенсировавшееся мощным накоплением осадков, как будто бы наилучшим образом истолковывают эти отношения.

Расчленение граптолитовой фации показывает:

Верхний валент:	25.	Зона	*Monogr. crenulatus*
	24.	»	» *griestoniensis*
	23.	»	» *crispus*
	22.	»	» *turriculatus*
		Подзона	*Rastrites maximus*
Нижний валент:	21.	Зона	*Monogr. sedgwicki*
		Подзона	*Cephalogr. cometa*
	20.	Зона	*Monogr. convolutus*
	19.	»	» *gregarius, M. leptotheca, M. argeneteus, M. triangulatus*
		Подзона	*Mon. fimbriatus*
	18.	Зона	*Monogr. cyphus*
	17.	»	» *modestus, M. acinaces, Orthogr. vesiculosus*
		Подзона	*Monogr. atavus*
	16.	Зона	*Cephalogr. acuminatus.*

В верхнем валенте кроме того часто встречаются еще: *Monogr. becki, M. runcinatus, M. discus, M. priodon, M. exiguus, Retiolites geinitzianus, Climacograptus extremus, Petalogr. palmeus* (часто).

В нижнем валенте озерной области часто встречаются в зоне 21 *Ampyx aloniensis*, в зонах 19 и 20 *Encrinurus punctatus* и все чаще *Phacops glaber.*

В известняково-песчаной фации господствует гораздо большее разнообразие, но зато часто и значительно меньшая горизонтальная устойчивость форм. Для верхнего валента прежде всего характерны: *Palaeocyclus praeacutus, Coelospira haemisphaerica, Stricklandinia lirata, Pentamerus oblongus, Barrandella globosa, Catazyga haswelli, Stropheodonta compressa, Illaenus aemulus, Phacops waeveri.*

В нижнем валенте существенны: *Nidulites favus, Lindstroemia subduplicata, Atrypa marginalis, Meristella crassa, Orthis mullochiensis,*

Barrandella undata, Stricklandinia lens, Plectambonites dublicatus, Orthis hirnantensis, Platystrophia biforata, Monticulipora fibrosa, Phacops elegans и др.

В скандинавском развитии валент вполне точно соответствует ярусам 6 и 7 Осло, причем поражает значительное совпадение в неграптолитовых фациях (*Pentamerus, Stricklandinia*). Граптолитовая фация совпадает, особенно в нижнем валенте, включительно до частностей с порядком свит Шонена. Готландское развитие обнаруживает в нижнем мергеле Висби, хотя выше расположенном, большое сходство с верхним валентом. Далее указывается на то, что *Meristella crassa* отмечается еще в горизонте 5*b*.

В салопской серии деление по граптолитам, хотя и возможно провести местами, но не всегда так определенно, как ниже. Поэтому ее делят на известняковую и бедную известняком фации, причем это подразделение, проводимое с СВ на ЮЗ, в общих чертах еще совпадает с валентом. Известняковая фация ограничивается пределами средней части страны и юго-восточной частью южного Уэльса. Салопская серия северного Уэльса обнаруживает осадки меньших глубин — смена пород определяется разнообразным распределением более грубого псаммитового и более тонкого альфититового[1] материала. В общем породы грубее в верхах; начинается заполнение геосинклинали. Орогенетические влияния очевидны; частая смена указывает быть может на периодичность отложения, но возможны также и небольшие горообразовательные движения (Босуэлл, *II, 16*). Граптолиты редки; поразительно, что они сохранились главным образом в песчаных фациях. Часто попадаются криноидеи, которые вообще хорошо сохранились лишь в более глубоких фациях. Суша лежала на СВ, ибо в этом направлении преобладают мелководные осадки. По восточному краю развитие неполное, и считается принятым, что между каледонской и средне-европейской впадинами расположен был хребет, к которому принадлежала и юго-восточная Англия (буровые скважины Кента). К западу мощность значительно увеличивается (до 600 + 300 *м*), но при этом не очень устойчивые известняковые слои переходят в известковые и глинистые сланцы.

Общее подразделение следующее:

Верхний салоп (нижний лудлоу):

Известняк Айместри с известковыми сланцами (180—400 *м*).

В виде наивысшей зоны — местами сланцы с *Monogr. leintwardensis.*

В известняке попадаются прежде всего *Conchidium Kinighti, Dayia navicula, Wilsonia Wilsoni, Lingula lewisi.*

В сланцах: *Rhynchonella nucula, Wilsonia Wilsoni, Chonetes striatella, Phacops downingiae, Lingula lata.*

В верхней части часто горизонт с морскими звездами (лейтвердайнские плитняки).

[1] Альфититы — тонконловатые глинистые породы.

Нижний салоп (уэнлок):

Уэнлокский известняк. Весьма богатая фауна, из коей следует упомянуть: *Acervularia luxurians, Omphyma turbinatum, Favosites goltandicus, Actinocrinus, Periechocrinus, Crotalocrinus, Sieberella, Pentamerus galeatus, Meristina tumida, Strophonella euglypha, Horiostoma discors, Phacops caudatus, Ph. musheni, Orthoceras, Phragmoceras, Gomphoceras.*

Уэнлокский сланец. Многочисленные трилобиты и брахиоподы, прежде всего: *Atrypa reticularis, Orthis rustica, Dalmanella elegantula, Scenidium lewisi, Plectambonites segmentum, P. transversalis, Phacops caudatus, P. stokesi, Calymene Blumenbachi, Cardiola interrupta* и т. д.

Вулхопский известняк. Фауна в верхах схожая, но имеются еще валентские формы *Stricklandinia lirata* и *Barrandella globosa*. Руководящим является *Illaenus barriensis*.

Линия, тянущаяся от Лонгмайндского района к Помброкширу, вогнутая к ЮВ и повидимому соответствующая очень древней зоне нарушения, отделяет эту фацию от западной; но переход происходит на пространстве довольно широкой полосы, которая характерна несогласиями и выпадением слоев. Западнее (северный Уэльс) мощность ее значительна (500 + 900 *м*), и слои состоят из граптолитовых сланцев с мощными песчаными бедными фауной прослоями. Характер этот свойственен также озерному району, где салоп доходит до 3 600 *м*, и подобные же отношения проявляются также в южных нагорьях, где на юге залегает мощная свита сланцев и конгломератов (нижний салоп — 900 *м*), тогда как на северо-западе мощность меньше и явно преобладание сланцев. Своеобразна фация далее к северо-востоку (Пентлэндские холмы), где свита свыше 1 000 *м* мощности представлена в верхах пестрыми сланцами, говорящими за лагунные условия осаждения.

Расчленение по граптолитам показывает следующие общие черты:

Верхний салоп (нижний лудлоу):

36. Зона *Monogr. leintwardensis.*
35. » » *tumescens.*
34. » » *scanicus.*
33. » » *Nilssoni.*
32. » » *vulgaris.*

Нижний салоп (уэнлок):

31. Зона *Cytogr. Lundgreni.*
30. » » *rigidus.*
29. » » *Linnarssoni.*
28. » » *symmetricus.*
27. » *Monogr. riccartonensis.*
26. » *Cytogr. Murchisoni.*

В Ирландии салопская свита распространена почти повсеместно, причем имеются как песчано- известняковые, так и сланцевые обра-

зования. На юго-западе (бухта Дингль) в этом горизонте известна более интенсивная вулканическая деятельность.

Таким образом мы видим в салопе еще сохраняющийся прогиб (трог) и постоянное опускание, которое в центральной части выражалось наиболее сильно. Разница состоит однако в том, что седиментация в центре всего сильнее, и опускание *компенсируется:* прогиб постепенно заполняется. В связи с этим начинает увеличиваться количество грубообломочного материала, и граптолитовая фация образует лишь местные прослойки. С окончанием салопа граптолиты совершенно вымирают.

Салоп тождествен с горизонтами 8 и 9 области Осло. В Шонене ему соответствует верхний диктограптусовый сланец и горизонт с *Colonus*. На Готланде всю свиту мергелей Висби вплоть до мергелей Эке следует рассматривать как его эквивалент, а в Эстонии — нижнюю и верхнюю Эзельскую группы.

Даунтон — самый верхний ярус силура, как и в Норвегии носит явно переходный характер от морской к территенной седиментации. Вероятно он отлагался не везде, а в некоторых местах позднее был смыт перед временем древних красных отложений. Его отношение к низам и верхам поэтому весьма различно. Иногда он лежит согласно на салопе и отделен от девона несогласием (срединная часть страны, Уэльс, озерная область); иногда же он лежит несогласно на более древних слоях и незаметно переходит в красный девон (Стонхавн, Шотландия). Даунтон является временем усиливающегося каледонского горообразования, и легко может статься, что осадки отлагались в отдельных, частично отграниченных друг от друга бассейнах, соответствовавших внутренним впадинам каледонской складчатой области. Полная свита отложений — так как она присутствует в лудловской области (срединная часть страны) — следующая (*II, 29*):

Группа Тимсайд (51 *м*):

Тимсайдские сланцы (кровельные сланцы). Наверху серые богатые слюдою песчаники с *Onchus, Pachytheca, Lingula cornea,* подстилаемые прослоем с костями (с *Pterygotus*). Глубже — пестрые сланцы с *Lingula cornea.*

Песчаник Даунтонского замка. Богатые слюдою песчаники с *Lingula minima, Platyschisma helicites* и *Modiolopsis complanata.* Наверху *Eukeraspis pustulifera* и *Climatius,* ниже *Thelodus parvidensis* и растения *Psilophyton* и *Pachytheca sphaerica.*

В основании лудловский костяной прослой с членистоногими, *Pterygotus, Leperditia,* брахиподами, аннелидами и рыбами (*Onchus Murchisoni* и т. д.).

Верхний лудлоу (85 *м*):

Уайткливффские плитняки — богатые фауной сланцы с *Orthis lunata, Goniophora cymbaeformis, Orthonota amygdalina, Pterinea retroflexa, Orthoceras bullatus, Homalonotus knighti, Beyrichia kloedeni, Pterygotus problematicus* и т. д. В отдельных

случаях может быть выделен верхний отдел с *Chonetes striatella* и нижний — с *Rhynchonella nucula*.

Это подразделение вполне соответствует тому, что имеется в Артуа и Арденнах (см. ниже), где эквиваленты тимсайдской группы причисляются уже к девону (жединский ярус). В Англии тоже имеется тенденция отделять верхний отдел от силура, хотя находящиеся в верхах пестрые древние красные слои литологически дают совершенно иную картину.

Развитие в Уэльсе похожее. В озерном районе серия вздувается до 600 *м* (киркбумоорские плитняки), причем здесь представлен лишь нижний горизонт.[1] В южной Шотландии серия частью тоже мощная и состоит из конгломератов, песчаников и сланцев пестрых цветов. Последние содержат рыб (*Thelodus*), эвриптерид и филлокарид. Кое-где известны вулканические продукты.

6. ДЕВОН

Силуром кончается морской режим в области каледонской складчатости; уже даунтон во многих местах образует переход. Девон являет собою в огромном большинстве не морские отложения, частично быть может озерные и речные в условиях пустынного климата. Это — древний красный континент, который в виде связанной с ним окаймляющей полосы накопления осадков окружает центральный выше лежащий Скандинавский массив и к которому также принадлежат значительные части СССР (*II, 38*). Море находилось лишь много южнее.

В южной Англии граница особенно резка: к югу от Бристольской бухты — морской, к северу — континентальный девон, в который лишь по краю внедряются небольшие морские ингрессии (ср. у Арморики). Кроме того девон представлен в южном Уэльсе и по краю срединной части страны пестрою серией сланцеватых глин и песчаников, одна нижняя часть коих достигает мощности в 1 200 *м*.

В южном Уэльсе имеется явное несогласие с верхним силуром, и древние красные отложения начинаются конгломератовыми слоями. В Шропшире и Монтгомери несогласие поразительным образом отсутствует, и верхний готландий представлен уже в древней красной фации.[2] Собственно красноцветные отложения начинаются красными глинами, превышающими 1 000 *м* мощности, с доломитовыми прослоями; они содержат довольно богатую фауну рыб (*Cyathaspis, Psammosteus, Pteraspis rostratus, Pt. crouchi, macculloughi, Cephalaspis lyelli, C. salweyi*), гигантострак (*Pterygotus*) и изопод (*Placarcturus gigas*). На них залегают до 200 *м* толщиною зеленые и красные песчаники (слои Сини), которые иногда могут и отсутствовать. Своеобразно, что и здесь выше них отсутствует

[1] Кроме некоторых названных форм: *Orthonota amygdalina, Grammysia cingulata, Holopella gregaria, Orthoceras ludense, Lituites ibex.*

[2] В переходных слоях наряду с *Lingula cornea* появляются плакодермы *Cyathaspis banksi* и *Cephalaspis murchisoni.*

ясное несогласие, и верхние древние красные отложения залегают в сущности согласно; только на больших площадях можно видеть, что верхний отдел залегает на различных горизонтах нижнего и даже на готландии. Главной фацией являются «бурые камни» — бурые и пестрые песчаники и красный сланец, переходящие вверх в конгломератовые пласты плоскогорья. На юге они иногда имеют довольно высокое содержание карбонатов; здесь господствуют в верхах серые и желтые песчаники. Фауна и флора носят определенно верхне-девонский характер (*Sauripterus anglicus, Glyptopomus, Conchodus, Ceraspis, Holoptychius, Bothriolepis macrocephala, Arachnodon jukesi, Stigmaria ficoides, Artisia approximata*), так что несмотря на отсутствие несогласия между теми и другими отложениями между ними имелся вероятно значительный перерыв.

Нижние древние красные отложения отсутствуют в северном Уэльсе, на острове Мэне и в озерной области, где конгломераты и песчаники верхнего древнего красного комплекса колеблющейся мощности несогласно перекрывают верхний силур (а иногда и отсутствуют) и слегка несогласно перекрыты нижним карбоном.

Только у шотландской границы (Чивиотские холмы) свита вновь представлена полностью. Отсюда и до краевой трещины нагорий простиралась внутренняя впадина — каледонское озеро английских геологов. Здесь же ясно видно, как древняя девонская вулканическая свита несогласно налегает на готландий и опять-таки несогласно исчезает под верхним древним красным покровом, который с своей стороны перекрывает готландий и ордовикий.

Эта верхняя серия состоит из конгломератов, которые вверх переходят в песчаники и наконец в пестрые сланцы, а в висячем боку содержат песчаную, но богатую карбонатами грущу более светлого цвета.[1] По обоим краям срединной долины свита вновь представлена очень полно и мощно. На юго-востоке (южнее Эдинбурга) выше самого верхнего даунтона имеется несогласие, отсутствующее однако у Стонхавна.[2] Затем следует мощная (до 3 700 *м*) свита нижних древних красных отложений, в нижней и средней частях включающая вулканические породы. Конгломератовые горизонты особенно часты в нижнем отделе, тогда как в верхах материал становится мельче: цвет постепенно переходит вверх от темно- до светлокрасного. Повидимому эта мощная серия в Чивиотских холмах, как и по северо-западному краю срединной долины (Лорн), почти нацело замещается вулканическими породами.

В средних частях (слои Кармилли и Кэйрнконнан) обнаружена довольно богатая фауна: *Mesacanthus mitchelli, Ischnacanthus gracilis, Parexus incurvus, P. falcatus, Climatius reticulatus, Cl. macnicoli, Cephalaspis lyelli, Protodus scoticus, Farnellia tuberculata, Pterygotus anglicus, Pt. minor, Stylonurus scoticus, St. powriei, St. ensiformis, Eurypterus brewsteri, Kampecaris forfarnensis, Archidesmus macnicoli;* из растений известны: *Parka decipiens, Zosterophyllum myretonianum.*

[1] Из фауны следует назвать: *Holoptychius nobilissimus, Bothriolepis obesa, B. leptocheira*; кроме них тут находятся еще *Archaeopteris hibernica.*

[2] Там складчатость видимо додаунтонская.

Над нижними древними красными отложениями здесь очень ясно обнаруживается несогласие, которому предшествовала складчатость. Затем следуют конгломераты и светлые песчаники с обилием карбонатов, без всякого несогласия переходящие в карбон.

Фауна содержит: *Holoptychius nobilissimus, H. flemingi, Saurichthys favosus, Bothriolepis leptocheira, B. hydrophyla, Phyllolepis concentrica, Glyptopomus minor, Gyroptychius heddlei, Phanerolepis anderssoni* и т. д.

В то время, как в Англии и южной Шотландии между нижним и верхним отделами древних красных отложений имеется резкая и ясно выраженная граница, в северной Шотландии, на Оркнейских и Шетландских островах развитие идет несколько иными путями. Здесь от нижнего отдела древних красных отложений в сущности почти ничего не видно. Зато средняя южнее отсутствующая группа здесь мощно развита (свыше 5 000 *м*). По крайней мере ее нижняя часть — базальная группа (460 *м*) может быть имеет еще нижнедевонский возраст; она иногда отделяется от верхних частей слабым несогласием. Среди галек в конгломератах она уже содержит граниты более молодого периода и частью может состоять из переработанного более древнего песчаника. Можно различить здесь следующие группы:

6. Песчаник Джон о'Грота (610 *м*)
   Tristichopterus alatus, Dipterus macropterus, Mesacanthopeachi. Желтые и красные песчаники с темными сланцами и фосфоритами.

Смена пород и фауны

5. Группа Сёрсо (1 830 *м*)
   Estheria, Coccosteus minor, C. decipiens, Osteolepis, Cephalaspis, Dipterus valenciennesi, известковистые плитчатые сланцы, фосфориты, битуминозные сланцы.
4. Зона Аханаррас (3 *м*)
   Известковые сланцы. Богатая ихтиофауна.

Смена пород

3. Переходные слои (760 *м*)
   Известковые и темные сланцы, черные известняки. *Coccosteus, Dipterus.*
2. Группа уикских плитняков (1 830 *м*)
   Внизу конгломераты, потом пестрые песчаники, наверху светлые песчаники и черные плитчатые сланцы.

Несогласие

1. Группа основания (Basement Group)

Развитие на Оркнейских островах схожее, только там представлены главным образом верхние горизонты. Характерно появление некоторых растений. Развитие на Шетландских островах — более песчаное, и только по растениям его можно отождествить с средним

отделом древнего красного комплекса Оркнеев. Ниже залегают метаморфические сланцы.

Итак тогда как средний отдел древних красных отложений указывает на сильно отклоняющиеся условия (накопление осадков в озере — оркадском озере английских геологов), верхний отдел лежит на нем опять-таки слегка несогласно. Он по преимуществу сложен песчаниками с известной фауной рыб.

В Ирландии (*II, 1*) на юго-западе в основании залегает мощная (3 000 *м*) немая свита конгломератов и песчаников — дингльские слои, — согласная с лудлоу, но несогласная с выше лежащими древними красными слоями. Положение ее еще не вполне установлено, и ее по большей части рассматривают как даунтон. Выше следуют несогласно лежащие конгломераты и песчаники до 3 000 *м* мощности — без видимого несогласия между низами и верхами. В верхней части (килторканские слои = желтым песчаникам) появляются флора и рыбная фауна, указывающие на верхний девон. Условия напоминают таким образом южную Шотландию, но только без средне-девонского несогласия. Наивысший горизонт образован мощными (900 *м*) песчаниками Кумхала с морскими формами, вероятно являющимися предтечами продвижения карбонового моря.

Девонский вулканизм в Ирландии известен, но он не столь интенсивен, как в Шотландии.

Если рассмотреть развитие всего английского девона в целом, то явно можно различить три центра отложения (см. рис. 29).

Южная морская область Девоншира и южной Англии принадлежит к слагающейся варисской геосинклинали и будет рассмотрена позднее.

Область Уэльса и Шропшира совершенно несомненно отделялась от нее преградой суши и соответствовала повидимому обширному внутреннему озеру нижнего девона. Весьма любопытно, что здесь нижний девон иногда почти согласно лежит на готландии, и несмотря на это он менее интенсивно сложен в складки. Повидимому в этой мощной свите (до 1 200 *м*) можно видеть нечто вроде предгорной впадины каледонских складчатых цепей; такое предположение вполне подойдет и к условиям залегания и распространения впадины. В самом деле бассейн лежит на границе собственно каледонской геосинклинали Уэльса и ранее приподнятой более устойчивой области восточной Англии, т. е. имеет следовательно аналогичное положение с варисской предгорной впадиной перед Арденнами и Брабантским массивом.

Большая северо-английско-шотландско-северо-ирландская область имеет характер внутренней впадины, хотя и колоссальных размеров; вместе с тем в нижнем девоне имеется лишь немного меньшая озерная область — каледонское озеро южной Шотландии и Чивиотских холмов; с опусканием на северо-востоке оно расширяется в более обширный бассейн накопления осадков среднего девона (включая Оркнейские острова); из северо-восточного бассейна сюда иммигрируют рыбы, схожие с теми, что имеются в русском девоне. Аналогия с внутренними впадинами эпохи красно-

цветных отложений варисского комплекса подчеркивается еще и интенсивным вулканизмом.

Верхний древний красный отдел со своим трансгрессивным залеганием и своим очевидно более влажным климатом вводит нас в морской цикл позднего палеозоя.

7. КАЛЕДОНСКИЙ ВУЛКАНИЗМ ВЕЛИКОБРИТАНИИ

В Великобритании различают три группы вулканических пород: ордовикскую, донижне-девонскую и нижне-девонскую.

В ордовиции экструзии широко распространены в пределах геосинклинали, как уже это выяснилось из стратиграфического обзора.

Покровные излияния, шаровые лавы и туфы достигают значительных мощностей. Вулканическая деятельность начинается предположительно еще в тремадоке, усиливается в скиддаве и достигает наивысшей точки в ландейло, после чего в карадоке убывает. Излияния начинаются основными типами (диабаз, андезит) и потом переходят к кислым риолитам; иногда наблюдается двукратная смена пород. В наличии кислых членов заключается разница с норвежской ветвью зеленых лав.

Ордовикские интрузии тесно связаны с этими вулканическими излияниями, но несколько моложе их. Главное их распространение в озерном районе и вероятно на острове Мэне. Замечательно, что в противоположность более древним излияниям эти породы — по преимуществу кислой природы; здесь господствуют биотитовые гранофиры, наряду с ними изредка долериты и разные промежуточные типы. Наибольшие массы образуют более или менее правильные лакколитовые тела, меньшие же — дайки и пластовые залежи; примечательно, что основные породы двух последних групп находятся в более глубоких, а кислые — в более высоких частях ордовикской свиты. Характер пород нигде не является абиссальным. В стороне стоит маленькая группа богатых щелочами сиенитов (кварцевых, нефелиновых, меланитовых, бороланитов[1]) в Ассинтском районе северо-западной Шотландии. Породы — моложе нежели дёрнесский известняк и старше чем каледонские надвиги, а потому их можно отнести к ордовицию. На аналогию с Фенским районом Норвегии было уже указано.

Гораздо более широко распространена группа так называемых более молодых гранитов Шотландии, которые моложе нежели главное каледонское движение, но старше самых древних красных отложений.

Они собственно распространены по всем северным нагорьям, причем можно различать следующие области (см. рис. 30 и 34):

---

[1] *Прим. ред.* Бороланиты — интрузивная порода, состоящая из ортоклаза, меланита (граната) и псевдолейцита; содержит кроме того биотит, пироксен и продукты изменения нефелина и содалита.

1. Северо-восточная Шотландия (Сёсерлэнд и Кэйнесс); кислые до ультраосновных (скайелиты [1]) плутонические породы (Кэйнесс), роговообманковые граниты Бэйн-Лаогхал, Лэйрг и т. д.
2. Восточный комплекс. Нэйрн, Инвернесс, Абердиншир. Граниты и кварцевые диориты Нэйрна северо-восточнее Инвернесса. Банффшир, диориты из Несерли, биотитовые граниты Питслайго и Питрхеда на восточном побережьи (Абердин); основные диориты, кварцевые диориты и граниты холмов Фэр, Кинкардиншир, Лохнагар, Кэйрнгорм, Глен-Тилт и Бэйн-Дэрг по границе Инвернесса и Перта.
3. Западная группа. Кварцевые диориты у Лох-Сёнарта, биотитовые граниты на острове Мулл. Комплекс перидотитов, диоритов, тоналитов и гранитов у Лох-Ломонда.
4. Южная группа. Голлоуэйские граниты между заливами Клайд и Сольвей. Тоналиты с диоритовой и гиперитовой краевой фацией, биотитовые граниты и т. д., прорывающие древнейший палеозой и метаморфизующие его.

Мы видим, что к этой группе принадлежат далеко не одни граниты, но что здесь перед нами в высшей степени дифференцированная серия. Во многих случаях можно доказать, что основные породы несколько старше.

Интересным и важным для механизма интрузий является отношение этих пород к каледонской складчатости (*II, 14*). Ясно, что они моложе, нежели главное каледонское движение, ибо они мало или вовсе не метаморфизованы. Метаморфизм нагорного комплекса таким образом наверное более древний. Во многих случаях однако ясно, что есть несомненная связь между планом интрузий и каледонской тектоникой. Только часть этих масс имеет форму штоков или лакколитов. Очень часто видно, что они плоско залегают на гнейсах (Кэйрнгорм); часто образуют подлинно лакколитовые тела, как например классический Бэйн-Дэргский массив, где гранит лежит на более древнем диорите, в свою очередь вероятно перекрывающем мойнские гнейсы. Кровля сложена дэлрэдом, который здесь вторично был надвинут на мойнские гнейсы. Масса таким образом лежит в древней плоскости движения. Положение питающей зоны определяется тем, что в ее области находятся многочисленные дайки, тогда как собственно лакколитовая часть дайками не рассечена.

Породы отчасти можно сопоставить с норвежской оплалитово-трондьемитовой ветвью, ибо они уже не принимали участия в каледонском движении.

Третья группа вулканических пород — ранне-девонского возраста. Она характеризуется главным образом изверженными породами и дайками, за которыми в немногих местах последовали несколько более молодые интрузивные тела.

---

[1] *Прим. ред.* Скайелиты (по имени острова Скай) — ультраосновная порода перидотитовой группы; пойкилитовое прорастание роговой обманки и биотита.

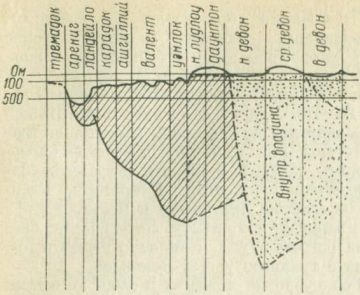


Рис. 36[к] Гирванский округ в Шотландии

Кембрий — тремадок неизвестны, более глубокие образования в аренге; затем прибрежное, но очень мощное накопление осадков вплоть до лудлоу. Верхний готландий отсутствует частично. В девоне глубинная внутренняя впадина со средне-девонским поднятием.

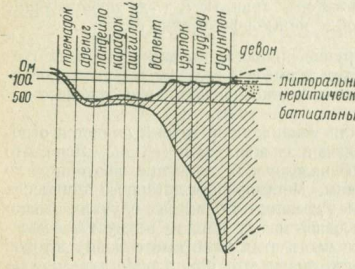


Рис. 37. Моффатский округ в южной Шотландии.

Глубокое опускание в аренге с начинающимся вулканизмом. Маломощное абиссально-батиальное накопление осадков до валента. Потом заполнение впадины мощными, но прибрежными отложениями вплоть до даунтона. Несогласный девон небольшой мощности.

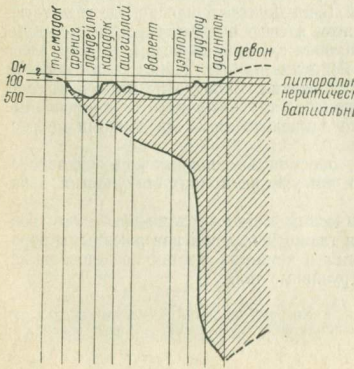


Рис. 38. Озерный район в северной Англии.

Кембрий — тремадок неизвестны. Опускание и вулканизм в нижнем ордовикии с маломощными абиссально-батиальными слоями. „Состояние равновесия" длится с небольшими колебаниями до уэнлока. Затем заполнение впадины интенсивной седиментацией. В девоне — возвышенность.

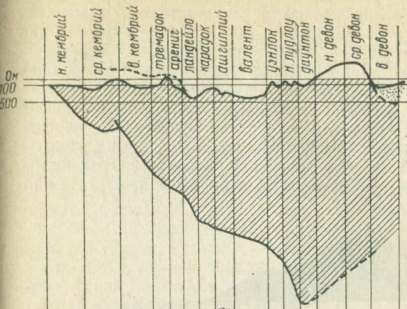


Рис. 39. Северный Уэльс.

Следует отметить перерыв в верхнем кембрии и в аренигe. На севере накопление осадков начинается лишь в лландейло. Глубинная седиментация до уэнлока, затем заполнение при интенсивном отложении осадков. Представлен лишь верхний девон.

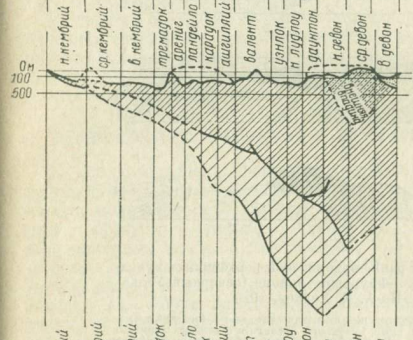


Рис. 40. Срединные земли (Шропшир).

Варианты с местными поднятиями или более сильной седиментацией обозначены штриховкой. В девоне частично уже внешняя впадина. Средне - девонское несогласие отчетливо видно.

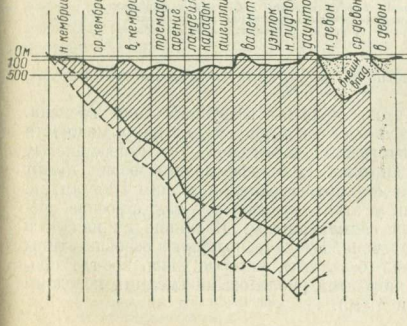


Рис. 41. Южный Уэльс.

Схоже с рис. 40. Следует отметить поднятие на границе ордовиция и готландия.

Плутоническая группа прежде всего распространена в Аргилл-шире, где ею образован большой массив Бен-Краахан и Бен-Нэвис; частью она комбинируется с излившимися породами. Породы — типичные монцониты, иногда с основными разностями. Своеобразно их штокообразное залегание с вертикальными контактами. В Бен-Нэвис можно выделить внешний основной и внутренний кислый гранитовый цилиндры, тогда как в средине излившиеся породы лежат на цоколе из кристаллических сланцев. В общем их распространении без сомнения имеется связь с большим ранне-девонским продольным нарушением. Небольшая сюда же относящаяся группа

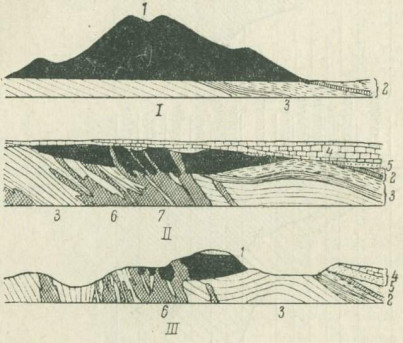


Рис. 42. Схема ранне-ордовицкой тектоники и вулканизма в Робелл-Фаурском районе (северный Уэльс). По А. К. Уэллсу, 1925.

I—складчатые и несогласные вулканические массы (поздний тремадок); *II*—интрузия, смыв, отложения кремгра в отдельных карманах и верхнего ордовикия во всей области; *III*—поздне-каледонская складчатость и позднейшая эрозия. *1*—экструзивы; *2*—тремадок; *3*—кембрий; *4*—ордовикий; *5*—аренит; *6*—интрузивы; *7*—диорит-порфирит.

основных гранитов известна в Чивиотских холмах по границе Англии и Шотландии.

Значительно шире распространены эффузивы этого времени. В названных районах речь идет о доходящем до 1 100 *м* мощности покрове с сильно варьирующим характером — от гиперстеновых андезитов до кислых дацитов. Чисто эффузивный облик имеют породы, сопровождающие оба края срединной долины Шотландии. Они естественно связаны с этими краями, так как строение срединной долины в общем синклинальное. Излияние их началось здесь частично еще в даунтоне. Здесь господствуют основные типы (оливиновые, энстатитовые базальты), которые лишь кое-где прорваны несколько более молодыми риолитовыми кислыми породами (дацитами, трахитами и т. д.).

Дайки, принадлежащие к этой фазе, чрезвычайно часты и иногда направлены с СВ на ЮЗ, иногда же расположены радиально от крупных эруптивных центров. Порядок, в сущности, таков:

1. Роговообманковые и слюдяные порфириты.
2. Кварцевые порфиры.
3. Лампрофиры.

Внедрение даек отчасти приходится между отдельными плутоническими фазами, отчасти моложе их.

По характеру древне-девонскую интрузивную фазу вряд ли можно сравнивать с какой-либо из норвежских групп, самое большее — сравнение может быть с самыми молодыми диабазами Осло и Швеции. Главная масса пород района Осло однако значительно иная. Ясный параллелизм существует между тем с пермскою фазой карбонового цикла, причем излияние идет рука об руку с образованием разломов.[1]

В сильно ослабленной форме вулканизм продолжается еще в среднем отделе (Западно-Шотландские, Оркнейские острова, оливиновые базальты и андезиты залива Мерэй) и в верхнем отделе древних красных отложений (Оркнейские острова, оливиновые базальты острова Арран).

8. ТЕКТОНИКА И СТРУКТУРА БРИТАНСКИХ КАЛЕДОНИД

К северо-западному форланду льюисских гнейсов примыкает метаморфическая зона шотландских нагорий. Эта мойн-дэлрэдская зона, тектоническое и возрастное положение коей уже разбиралось выше, образует в широких чертах два комплекса веерообразно-расположенных складок с интенсивною малою и мельчайшею складчатостью, с преобладающим надвиговым устремлением к СЗ. Об этом надвиге (см. рис. 31) можно сказать лишь, что он послеордовицкий (т. е образовался после отложения дёрнесского известняка), но сопровождается более молодыми гранитами, которые с другой стороны наблюдаются в виде галек в нижнем девоне. Если рассмотреть периоды складчатости каледонид, то в шотландском орогенезе можно бы предполагать участие следующих фаз:

1. Между верхним и нижним силуром — таконская фаза.
2. Додаунтонская — арденнская фаза.
3. Последаунтонская — эрийская фаза.

Последняя не вполне правдоподобна, так как молодые граниты — эрийские. Более вероятным мне кажется первое предположение, особенно если вспомнить, что в южных нагорьях близость берега дает себя знать в верхнем силуре, и что уэнлок Пентлэндских холмов носит уже озерный характер.

Метаморфизм без сомнения старше нежели надвиги, следовательно, если мы примем вышеуказанное (первое) определение воз-

[1] Можно сказать так: в шотландском девоне господствует тихоокеанско-средиземноморский вулканизм внутренних впадин, а в области Осло — атлантический вулканизм шельфа.

раста, — дотаконский. Однако он показывает известные отклонения от древне-архейского типа, ибо регионально часто изменяется. Практически имеются такие возможности возраста метаморфизма:

1. Поздне-архейский.
2. Ранне-ордовицкий (доаренигский).

Найти этому доказательства или опровержения весьма трудно, так как даже для вполне аналогичной «дэлрэдской серии» северной Ирландии можно с уверенностью говорить лишь о доскиддавском возрасте (ср. стр. 96—102).

С приблизительным вероятием можно принять, что северные нагорья уже в верхнем силуре занимали высокое положение; несомненно так было в нижнем девоне; они простирались тогда вероятно далее к югу, где наблюдаются крупные гальки дэлрэда в нижнем древнем красном отделе срединной долины. Готландский период здесь проявляется лишь в виде молодых гранитов.

Наоборот нижне- и средне-девонская фазы движений здесь выражены ясно. Сюда относится большая система разломов в СВ—ЮЗ направлении, рассекающая нагорья на отдельные глыбы, и прежде всего — трещина каледонского канала, а также краевая трещина срединной долины (см. рис. 30); сюда относится складчатость самого древнего красного комплекса; сюда же наконец принадлежат ранне-девонские изверження и даже интрузии в нагорьи и эффузии в грабене. Древнейшая складчатость в области срединной долины — додаунтонская, но может быть и не арденнская, ибо даунтон у Стонхавна перекрывает лишь сложенный в складки кембрий. Значит и здесь тоже возможна таконская или даже доаренигская фаза.

Южные нагорья образуют систему простирающихся с СВ на ЮЗ складок. В общих чертах здесь видна синклинальная структура, в которой господствует на юге верхний силур, а на севере ордовиций. Этот северный склон являет собою веерообразно-складчатое строение с преобладанием движения в сторону СЗ. Движение здесь несомненно эрийское, вероятно сопровождавшееся интрузией голлоуэйского гранита. Внутри-девонское несогласие однако тоже наблюдается. О более древних фазах ничего неизвестно, так как серия начинается вулканическим (?) аренигом.

Складчатость в озерной области имеет сходный характер и частично тоже наверно эрийская. Марр *(II, 60, 61)* однако считает, что слабая орогеническая фаза имела место уже в среднем ордовиции, и что карадок (конистонский известняк) несогласно залегает на ландейло, образованном здесь вулканическими породами (борроудэлская серия) (ср. также *II, 44*). Этот древнейший орогенез между тем привел к общему вздутию северных частей. Позже, т. е. в послеготландское время, возникла веерообразная выпуклость к югу от докарадокского антиклинория, который вследствие этого и превратился во вторичный синклинорий. Рука об руку с этим движением широкого диапазона шла складчатость второго и третьего порядков.

В Ирландии можно провести параллель между этими двумя областями и силурийским полем, которое раскинуто от побережья у Дауна и севернее Дублина далеко в северо-западном направле-

нии в глубь страны и там исчезает под нижним отделом древних красных слоев. В общем можно сказать лишь, что эта складчатость — послесилурийская и непременно древнее древнего красного комплекса.

Особенно ярко выступает аналогия с озерной областью в том, что в восточной части древний красный комплекс вообще отсут-

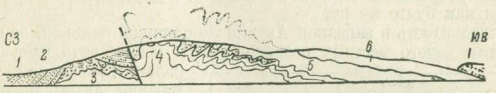


Рис. 43. Схема складок южно-шотландских нагорий. По Л. Д. Стэмпу.

1—карбон; *2*—верхняя древняя красная толща; *3*—готландий; *4*—ордовикий; *5*—уэндок; *6*—лудлоу.

ствует, и серия перекрывается карбоном. Поздне-каледонские граниты здесь налицо.

Обширный комплекс западной Англии до арморикапской каймы обнаруживает иные черты (*II, 20, 22, 28, 31, 53, 62, 63, 74, 76*). Очень обобщая, можно сказать, что первый орогенез произошел еще между тремадоком и аренигом (рис. 42). Поскольку можно видеть из новейших работ (*II, 63, 74*), дело касается здесь фактически орогенической фазы, усиленной вулканическими извержениями, которые однако главным образом ограничивались западным краем северного Уэльса и Энглси (иногда и далее на восток — Ланбери, Лонгмайнд). Главное складкообразование северного Уэльса между тем моложе, но так как здесь нет девона, нельзя с уверенностью сказать, было ли оно эрийским или средне-девонским, вероятнее первое предположение.

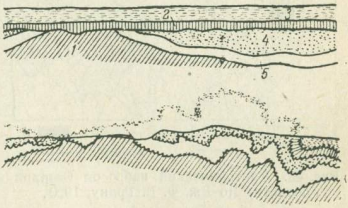


Рис. 44. Разрезы через Озерную область до и после эрийского складкообразования. По Дж. Грину, 1920.

1—скиддавский песчаник; *2*—коникстонский известняк; *3*—готландий; *4*—борроудэлская серия; *5*—скиддавский сланец.

Далее на восток в срединных землях и до самого южного Уэльса взаимоотношения эти иные, поскольку здесь главное несогласие в сущности проходит между нижним и верхним силуром, — значит является таконским. Насколько однако в наблюдаемом местами налегании верхнего силура на кембрий сказалось влияние доаренигской фазы, ответить с уверенностью нельзя. Во всяком случае более поздние фазы обнаружить невозможно, так как верхний силур, даунтон и древний красный комплекс залегают согласно.

Только в южном Уэльсе наблюдается несогласие в основании древних красных отложений (даунтон частично отсутствует). Аналогичные взаимоотношения имеются в юго-восточной Ирландии, где между прочим ввиду отсутствия верхнего силура и нижнего девона орогеническую фазу трудно фиксировать с точностью. В центральной и западной Ирландии складкообразование можно почти с уверенностью считать эрийским, и внутри-девонского несогласия как будто бы нет.

Складчатость в западной Англии не слишком сильная, но обнаруживает много местных осложнений. В общем речь идет о довольно правильном чередовании антиклиналей и синклиналей, которые в крупных чертах простираются с СВ на ЮЗ и лишь в южном Уэльсе дугообразно отгибаются к ВЗ, т. е. почти к арморикан-скому направлению. В частности однако простирание колеблется, особенно в северном Уэльсе, между ВЗ и СЮ. При этом повидимому играют роль определенные более древние массы (? доаренигские складки), а потом большие ордовицкие изверженные комплексы, которые подпирали и задерживали движения.

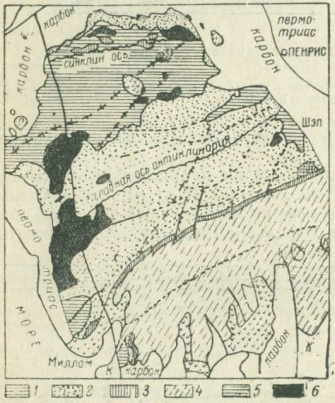


Рис. 45. Тектонический набросок Озерной области. По Дж. Ф. Н. Грину, 1920.

1—нижний ордовикий; *2*—борроудэльская серия; *3*—кониетонский известняк; *4*—готландий; *5*—ордовицкие интрузивы; *6*—каледонские интрузивы; *7*—ордовицкие антиклинали; *8*—каледонские оси; *9*—девонские антиклинали; *10*—сбросы.

Крупные черты тектоники таковы (рис. 46): с СЗ на ЮВ следуют: 1) антиклинальная область Энглси (докембрийское ядро), 2) выполненная нижним силуром синклиналь, затвердевшая благодаря вулканическому массиву Сноудона, 3) кембрийский Харлечский купол, продолжающийся к СВ в виде антиклинали, 4) сброс Бэла (= Дитал), 5) антиклиналь Тейфи, 6) Центрально-Уэльская синклиналь, 7) антиклиналь Тауй, 8) разлом Чёрч-Стретт, отграничивающий каледонскую область от девонского поля Херфорд — Монмоус, частично подстилаемого докембрийскими породами, и от арморикан-ской складчатости (см. рис. 50).

Харлечский купол представляет, надо думать, более древний элемент, принадлежащий доаренигскому складкообразованию и по краям простирающийся с севера на юг. Крылья купола отмечаются интенсивными ордовицкими излияниями. Это жесткое ядро обра-

зует до некоторой степени устойчивую массу, в которую упираются более молодые складки, причем они простираются на юге с В на З, а по западному краю иногда с С на Ю. К западу от купола указываются надвиги в юго-восточном направлении (Тёдуолский полуостров, рис. 47). К востоку от купола господствует ясно выраженная

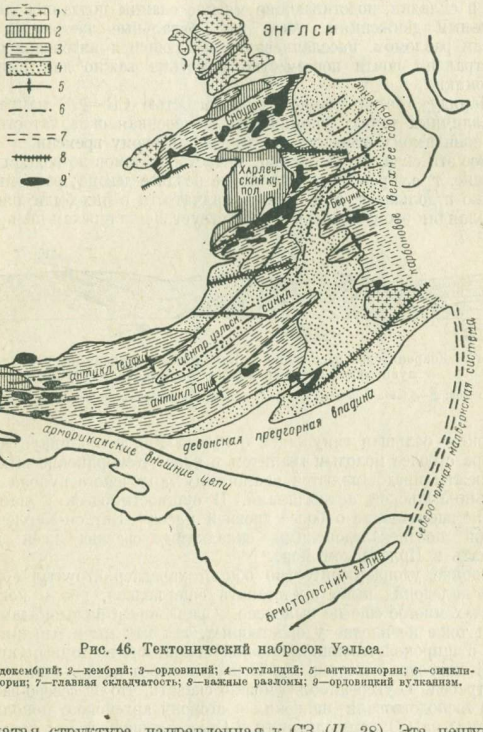


Рис. 46. Тектонический набросок Уэльса.

1—докембрий; *2*—кембрий; *3*—ордовикий; *4*—готландий; *5*—антиклинории; *6*—синклинории; *7*—главная складчатость; *8*—важные разломы; *9*—ордовикий вулканизм.

чешуйчатая структура, направленная к СЗ (*II*, 28). Эта чешуйчатая структура выравнена многочисленными поперечными сбросами (рис. 48). По восточному краю северного Уэльса все элементы отчетливо отклоняются в направлении с В на З, чтобы потом исчезнуть под карбоновым покровом (*II*, 76). Наряду с главной складчатостью почти везде имеется складчатость низших — 2-го и

3-го порядков; а на востоке (Ланголен) упоминаются системы изоклинальных складок меньших размеров как реакция внутри особенно пластического материала (складчатость «гармоникой», по Уиллсу и Смиту). Дифференциальные движения такого рода в мягких комплексах указываются в различных местах. Так на Тёдуолском полуострове, где вулканический комплекс нормально сложен в складки, подстилающие мягкие сланцы поддались дифференциальным движениям, тогда как базальные песчаники реагировали разломом. Рассланцевание меняющейся интенсивности распространено почти повсеместно и весьма важно для выяснения тектоники.

Наряду с этой главной складчатостью СВ—ЮЗ направления в различных точках упоминается поперечная складчатость, которая повидимому относится к тому же древнему времени.

Все эти складчатые системы и часть разломов во всяком случае древние, т. е. произошли отнюдь не позднее девона; разломы жили однако и дольше, т. е. и после складчатости в них были движения. В Ирландии этому отрезку соответствует Лейнстерская цепь на юго-

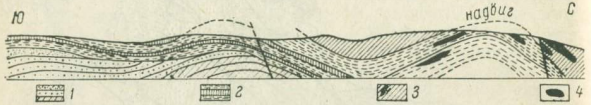


Рис. 47. Доаренигское несогласие и Каледонский надвиг на Тёдуолском полуострове (северный Уэльс). По Николасу (*II, 63*).

1—кембрий; *2*—ордовикий (посттремадок); *3*—надвинутый и складчатый ордовикий; *4*—долериты.

востоке — большая тянущаяся с СВ на ЮЗ антиклиналь нижнего силура с более молодым гранитом в ядре. Кембрийские выходы на побережьи представляются аналогами Харлечского купола и Центрально-Уэльской антиклинали. В сущности здесь у нас получается впечатление о более древней массе — Англси-Харлеч, обтекаемой позднекаледонскими складками, средина коей должна залегать в Ирландском море.

Вполне удовлетворительно общий характер структуры британских каледонид ныне представить еще нельзя, ибо в некоторых пунктах многое еще не выяснено. Сравнение с каледонидами Норвегии тоже не вполне удовлетворяет, так как мы в Англии имеем дело с широкой геосинклинальной зоной, юго-восточный край которой едва-едва известен, а в Норвегии перед нами узкий складчатый грабен. С уверенностью можно сказать, что на северо-западном краю господствовали движения в сторону архейского цоколя Эрии (Гебрид) на СЗ; эти движения в Скандинавии еле видны, так как там северо-западный форланд лишь в немногих точках возвышается над уровнем моря. Напротив движения к ЮВ по юго-восточному краю, в Скандинавии выраженные весьма отчетливо, в Англии чуть намечаются; можно предполагать, что на юго-востоке Англии они перекрыты поверхностными структурами. В этом случае они дол-

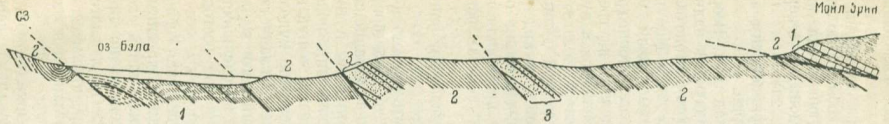


Рис. 48. Чешуйчатое строение у оз. Бэла к юго-востоку от Харлечского купола. По Эллесу.

1—в. карадок; *2*—ср. карадок; *3*—н. карадок; *4*—н. ашгиллий.

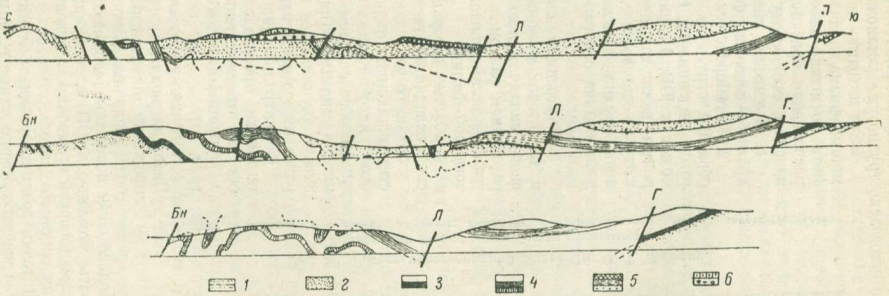


Рис. 49. Разрезы через область Ланголен (восточный Уэльс). По Уилльсу и Смиту.

1—ашгиллий; *2*—валент; *3*—уэнлок; *4*—н. лудлоу; *5*—в. лудлоу; *6*—карбон; *Бн*—бригглъюнский сброс; *Л*—ланголенский сброс; *Г*—глен-сейригский сброс.

жны быть непременно старше, так как в Шропшире, где каледониды исчезают под поздне-палеозойским шельфом, поздне-каледонское эрийское несогласие трудно уже установить.

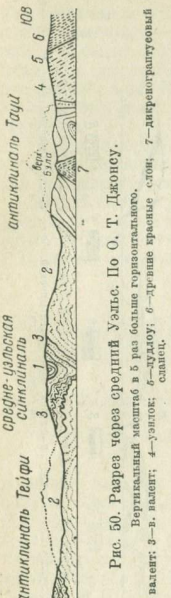


Рис. 50. Разрез через средний Уэльс. По О. Т. Джонсу.

Вертикальный масштаб в 5 раз больше горизонтального.

1—ср. валлий; 2—н. валлий; 3—в. валлий; 4—уэнлок; 5—лудлоу; 6—древние красные слои; 7—дивонограптусовый сланец.

Если исходить из характера тектоники и метаморфизма и из порядка событий во времени, то можно вывести следующее зональное расчленение британских каледонид с северо-запада к юго-востоку (см. рис. 29):

1. Льюисские гнейсы с торридонским покровом — северный форланд Эрии.

2. Метаморфическая нагорная зона. Веерообразная структура с преобладающей надвиговой тенденцией к СЗ, — на юго-востоке быть может к ЮВ. Надвиговая тектоника еще вероятно ранне-каледонская; метаморфизм может быть еще древнее. Поздне-каледонские граниты, средне-девонская (Оркадская) внутренняя впадина с образованием разломов и вулканизмом.

3. Внутренняя впадина срединной долины и Чивиотских холмов с эрийской (или арденнской) складчатостью и средне-девонским образованием разломов. События произошли на границе метаморфизованной и неметаморфизованной фаций.

4. Южные нагорья с преобладанием эрийской складчатой тектоники.

5. Северо-уэльская зона, быть может простирающаяся до озерной области. Докембрийское ядро (Англси) с ранне-ордовицким складкообразованием и вулканизмом в арениге — ландейло. Эрийские движения показывают двустороннее нагромождение чешуй на ранее отвердевшее ядро (Харлечский купол).

6. Центрально-уэльская зона. Складчатая тектоника преобладающего эрийского возраста и относительно малой интенсивности с кажущимся ослабеванием к юго-востоку (рис. 50).

7. Южно-уэльская — Шропширская зона. Внешняя впадина с заполнением древними красными отложениями; под ними лишь слабые поздне-каледонские движения, но при этом несколько более ясное таконское несогласие. Не исключается возможность, что далее к ЮВ залегает еще более древний массив, за что может говорить отрывочность ордовиция и готландия в южных частях срединных земель.

С этой точки зрения строение британских каледонид представляется все же закономерно симметричным, хотя зональное передвижение горообразования следует особому закону: первые движе-

ния происходят в осевой полосе поздней геосинклинали, примыкая к докембрийскому ядру Энглси; они ранне-ордовицкие (доаренитские). Более поздняя таконская фаза проявляется в северо-западной (нагорья) и в юго-восточной кайме (Английские срединные земли). Сложение в складки северо-западной (южно-нагорной) и восточной (средне-уэльской) геосинклинальной полосы следует в эрийскую фазу повидимому поступательно от центра к краям. В ранее затвердевших частях теперь господствуют интрузии (молодые граниты Шотландии). Цикл складчатости заканчивается образованием внутренних впадин древне-красного комплекса и среднедевонской фазой разломов и экструзий.

Следует подчеркнуть, что эта сводка — предварительная и носит дискуссионный характер; вероятно она потерпит еще много различных изменений. Но все же поразительно, что она приводит к делению на зоны, совершенно схожему с тем, которое позже будет рассмотрено для верхне-палеозойских вариссид.

Тройственное деление: древний фундамент (молданубско-льюисский), древнее метаморфическое нижнее сооружение — саксо-тюрингенское (зона нагорий) и более молодое, неметаморфизованное нижнее сооружение (рено-герцинско-каледонское в тесном смысле термина) повторяется как здесь, так и там; образование внутренних впадин, интрузии и экструзии также носят одинаковый характер. Не должно проходить мимо этой аналогии, не следует упускать из вида, что этот же тип повторяется снова и в третичных складчатых горах.

Увязка британских каледонид с другими областями каледонского орогенеза готовит еще значительные трудности. Что касается прежде всего Скандинавии, то не следует оставить без внимания при разборе аналогий, выдвигаемых Фрёдином, тех глубоких различий, которые здесь имеются. Они заключаются прежде всего в том, что, как уже часто замечалось, в Великобритании перед нами широкая геосинклиналь, а в Скандинавии лишь узкий складчатый грабен.

До известной степени меньшее значение должны иметь и различия в эрозионных уровнях. В Уэльсе, а может быть и в остальных частях Великобритании оси складок падают на северо-восток. Распределение шотландского девона тоже говорит за то, что в области Северного моря имеется каледонская депрессия, позади которой в Норвегии вновь наблюдается очень значительный подъем осей; соответственное волнообразное положение осей далее в Норвегии наблюдается еще неоднократно (см. стр. 53).

Однако это в сущности объясняет далеко не все; норвежские каледониды гораздо сильнее смяты, гораздо интенсивнее сжаты, чем например широко раскинувшиеся синклинории Уэльса. Ранне-ордовицкие движения (трондьемская фаза) далеко не достигают интенсивности северо-уэльского доаренитского складкообразования. Деление на метаморфизованную и неметаморфизованную зоны правда проводимо везде, но порою их трудно отождествить с шотландским метаморфизмом. Даже если признать твердо установленным Фрёдином сопоставление нагорий с метаморфическими частями

скандинавских каледонид, то все же остается возражение, что метаморфизм должен быть в Скандинавии поздне-каледонским, а в Шотландии почти наверно более древним, по крайней мере ордовицким.

Более точное отождествление британских зон с скандинавскими при таких обстоятельствах вряд ли возможно. Различия коренятся в первично иной природе основного узкого трога, обусловившего более сильное смятие элементов, большую амплитуду складок и более интенсивную интрузивную деятельность. Это ненормальное развитие должно было стереть и границы зон.

Еще гораздо менее ясны отношения британских каледонид к позднее имеющим быть описанными каледонидам Средней Европы. От саксонско-тюрингенской зоны южной Арморики — западных Судет — они отделены девонской геосинклиналью Нормандии — Рейнских сланцевых гор — Гарца. Может быть обе полосы сходятся западнее Бреста. Иначе обстоит дело с каледонскими складками Брабанта (см. ниже, глава V), которые лежат севернее девонской (варисской) геосинклинали. Со своим востоко-западным простиранием вряд ли они представляют нормальное продолжение уэльсских складок. Вернее всего они принадлежат к юго-западному обрамлению более древних неподатливых жестких масс юго-восточной Англии, которые мы по различным причинам отнесли к внешней кайме Уэльса. Как все это увязывается в частностях, в настоящее время установить еще невозможно.

9. ПОЗДНИЙ ПАЛЕОЗОЙ

а) Нижний карбон

Для подразделения английского карбона, который имеет классическое значение и для большей части Средней Европы, решающим является деление Вогана (Vaughan) по кораллам (*II*, *73*);[1] в общем лишь в очень редких случаях это расчленение может быть проведено полностью; конечно там, где имеется полное развитие отложений, как например в юго-западной области у Бристоля:

Пендлсайдская свита = посидономиевый горизонт = *P* (частью верхний карбон):

Glyphioceras spirale Hind = *Eum. ornatum* Cr. et Foord.
Gl. reticulatum.
Nomismoceras rotiforme и *Posid. Becheri.*

Дибунофиллова зона = *D. (Dibunophyllum* aff. *turbinatum)*:

D_3. *Cyathaxonia, Phillipsastrea.*
D_2. *Lonsdaleia floriformis.*

---

[1] Здесь следует указать еще на три труда, не приведенные в списке литературы, из „Comptes rendus du Congrès pour l'avancement des études de stratigraphie carbonifère", Heerlen (1928): 1. Douglas A. Allan, The stratigraphy of the British Carboniferous.—2. W. S. Bisat, The Carboniferous Goniatite Zones of England. — 3. J. H. Davies, Zoning of the Coalmeasures by Non-marine Lamellibranchs.

D_1. *Dibunophyllum* Θ (первое появление *Dibunophyllum*).
Кроме того: *Lithostrotion irregulare, Prod. giganteus;* в D_1 — *Coscinophullum Vaughani, Cyathoph. Murchisoni,* в D_2 — *Cyathoph. regium.*

C_1^v Семинуловая зона = *S (Seminula fucoides* и др.):

S_2. *Productus cora, Lithostrotion Martini, Cyrtina carbonana, Chonetes papilio, Productus cora.*
S_1. *Productus semireticulatus, Seminula gregaria, Caninia bristolensis, Diphyphyllum* (первое появление *Lithostrotion*).

Канииневая зона = *C*:

C_2^v *C*$_2$. *Cyathophyllum* φ_1 (верхняя сиринготирисовая зона).
Граница визе по Вогану.
C_1^t C_1. *Syringothyris laminosa, Chonetes* cf. *comoides, Caninia cylindrica,*
γ *Caninia patula, Can. cornucopiae, Spirifer Konincki* (первое появление крупных канинин).

C_1^t Зафрентисовая зона = *Z (Zaphrentis* aff. *Phillipsi):*

Z_2. *Zaphrentis* aff. *cornucopiae, Z. Konincki, Athyris glabristria.*
Z_1. *Spirifer clathratus, Z. omaliousi, Chon. hardrensis.*
β. *Zaphr. delanouei* (первое появление зафрентисов).

C_1^t Клейстопоровая зона = *K (Cleistopora* aff. *geometrica):*

K_2. *Spiriferina* cf. *octoplicata.*
C_1^{at} K_1. *Productus bassus, Camarotoechia mitcheldensis.*
C_1 — K_m. *Modiola lata* (мелководная фаза).

Горизонты от C_1 до S_1 (включительно) объединяются так же, как сиринготирисовая зона *(Syr. laminosa).*

Дается параллелизация со Средней Европой:

P_1, *D, S,* C_2 = визейский ярус — глифиоцерасовый горизонт.
C_1, *Z, K* = турнэйский ярус — перициклусовый горизонт.
K_m = этрёнгский ярус — протоканитесовый горизонт.

В подробностях конечно эта параллелизация еще нуждается в изменениях.

На северо-западе Англии этому соответствуют (Гарвуд) [1].

D — зона *Dibunophyllum*:

k) *Dibunophyllum.*
i) *Lonsdaleia floriformis,* наряду с ними: *Saccamina carteri, Girvanella*
h) *Cyathophyllum Murchisoni,* наряду с ними: *Chonetes* aff. *comoides Cyrtina septosa, Davisiella llangoleniis.*

S — зона *Productus corrugato — haemisphaericus*:

g) *Nematophyllum minus.*
f) *Cyrtina carbonaria.*
e) Гастроподовые слои.

[1] Quart. Journ. 1912.

C_2 — зона *Michelinia grandis.*

d) *Chonetes carinata, Clisiophyllum multiseptatum.*
c) *Camarophoria isorhyncha, Spirifer furcatus.*

(C_2 — частично) *Athyris glabristria.*

Syringothyris cuspidata.
Thysanophyllum pseudovermiculare, *Productus globosus* } b) *Seminula gregaria*
Camarotoechia proava, *Vaughania cleistoporoides* } a) *Solenopora*

Z_1 — зона *Spirifer pinskeyensis.*

Верхний (визейский) комплекс, включая *e*, содержит *Lithostrotion*, нижний (турнэ) не имеет его. Поэтому расчленение основано частично на кораллах, отчасти на брахиоподах; оно не вполне согласуется с тем, что имеется на юге. Зональное деление еще не окончательно проведено во всех частях Англии и Ирландии, и особенно в Шотландии, видимо требует разъяснения в некоторых частностях. Трудность заключается в смене петрографических свойств, причем по большей части перед нами имеются юго-западная глинистая, центральная — известняковая и северная — смешанная фации; к тому же фациальные области заходят друг на друга и таким образом естественно влияют на появление зональных ископаемых. В конце концов можно считать, что низы нижнего карбона имеют меньшее распространение, и что медленная трансгрессия визе приобретает региональное значение. Так как и мощности колеблются весьма значительно, то понятно, что расчленение не везде выражено с желательной отчетливостью.

Классическое почти чисто-известняковое развитие господствует в районе Бристоля; только в слоях Z_2, C_1 и S_1 иногда встречаются радиоляриевые сланцы; слои C отчасти доломитизированы. В C и S_2 часто встречаются оолиты, C_2 содержит псевдобрекчии. Такое строение, которое в сущности можно рассматривать как прямое продолжение бельгийского, вместе с тем соответствует «бретонской» предгорной впадине карбоновой складчатости и полнее всего представлено в Англии; оно достигает в Мендипских холмах и у Гоуэра мощности в 920—1 130 *м*. Как к югу, так и к северу однако очень скоро начинается характерное чередование различных слоев.

К югу большое значение как граница фации имеет антиклиналь Брэндонских холмов в Девоншире. К югу отсюда главная масса известняков исчезает. Серия согласно залегает на верхнем девоне, но уже над пилтонскими слоями в основании карбона имеется большой перерыв и трансгрессия верхнего визе (Пендлсайдская группа) (см. об этом в главе III — Арморика). Севернее Бристоля тоже усиливаются следы близкой суши; мощность, которая около Бристоля доходит еще до 685 *м*, к северу и северо-востоку падает до 30 *м*, и в зоне D известняки быстро заменяются песчаниками, что ранее приводило к смешению с горизонтом «жернового» песчаника. Это утонение свиты к северу объясняется тремя причинами (*II, 40*): 1) исчезновением средней зоны от Z до S (включительно) и образованием несогласия между K и S_2 с частичным

смывом K;[1] 2) перекрыванием «жерновым» песчаником различных частей D; 3) непосредственным утонением прочих известняков. Достойно замечания, что налегание на древний красный песчаник иногда кажется согласным, иногда отличается слабым несогласием. В южном Уэльсе и по южному краю Пеннинской цепи холмов доходим до побережья; севернее верхний карбон трансгредирует на древний палеозой. Таким путем мы подходим к широкому хребту суши, который во всяком случае в турнэ прослеживается поперек средней Англии и Уэльса, а потом тянется на Ирландском берегу от Лейнстерской цепи далеко севернее Дублина.

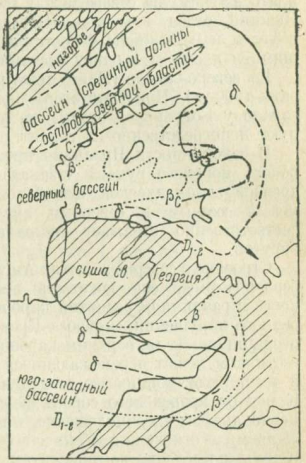


Рис. 51. Палеогеографическая карта английского карбона. По Вогану.

Эта «суша св. Георгия» (Сент-Джордж-лэнд) отделяет юго-западные фации, относящиеся еще к геосинклиналям карбоновых гор, от северных — северо-английско-шотландских, которые не имеют никакого отношения к карбоновой системе Средней Европы.

Связь варисской предгорной впадины на юге и мелководья (залива) на севере проходит по Ирландии, в турнэ еще представлявшей только узкий морской рукав, а в визе почти совершенно покрытой морем.

На крайнем юго-востоке Ирландии известно развитие известняков, которые однако к северу и северо-востоку, т. е. в сторону Лейнстерской цепи, переходят в сланцы, песчаники и конгломераты..

В общем последовательность свит в средней Ирландии такова *(II, 1)*:

Песчано-сланцево-известняковая серия пендлсайдского возраста.
Известняк верхней зоны до 900 *м*.
Сланцы с *Prod. semireticulatus, Spirifer pinguis, Phillipsia pustulata* — 900—1 500 *м*.

Нижние сланцы, как и в Девоншире, вероятно являются заместителями нижнего известняка. Весьма существенно, что к востоку и северо-востоку нижние сланцы выклиниваются, и известняк

[1] Шиндевольф указывает здесь на эквивалентность с бретонскими подфазами.

иногда прямо заходит на граниты Лейнстерской цепи. Здесь последовательно тоже наблюдается постепенная трансгрессия визе на западное побережье суши св. Георгия. Дублин соответствует древнему заливу, который с запада вдавался в эту сушу.[1]

Плита карбонового известняка прикрывает всю центральную равнину Ирландии и очевидно покрывала и Моурнские горы и плато Антрим; на севере между тем заметно приближение к берегу. Нижний отдел как и в Шотландии представлен песчаниками с углем и в Донегале известняки даже заменяются все утолщающимися и сверху и снизу песчаниками и конгломератами.

На северо-западе (Майо) тоже развиты внизу мощные конгломераты (300 *м*). Признаки этого древнего берега усматриваются и на западе у Голуэйской бухты, где визейские известняки трансгредируют непосредственно на гранит.

В совокупности Ирландия представляется в виде довольно широкого морского рукава, с запада и северо-запада ограниченного древней атлантической сушей; она является связующим звеном между южным и северным английским развитием карбона и соответственно отражает также фациальное деление английских округов.

Строение в северных частях Англии (северные Пеннины и Нортумберлэнд) имеет еще некоторые неясности, коренящиеся в особенности в различном развитии карбона по обе стороны древнего поперечного нарушения, — сброса Кровен. На севере между «жерновым песчаником» (т. е. верхним карбоном) и типичным карбоновым известняком лежат перемежающиеся отложения известняков, сланцев и песчаников мощностью до 280 *м*, называемые иордэлской серией. К югу от кровенского сброса, пендлсайдская свита занимает примерно аналогичное положение, но с иным фаунистическим содержанием, и отношения обеих свит еще не окончательно выяснены. К тому же делению по гониатитам, проведенное Бизатом (*II*, *15*), не вполне совпадает с делением по кораллам и брахиоподам. Отношение между D_3 и P вследствие этого постольку не ясно, поскольку не известно, имеет ли пендлсайдская серия стратиграфическое или всего только фациальное значение; с этой оговоркой и дается современное деление на стр. 142—143 (по Бизату, *II*, *15*, и Паркинсону, *II*, *64*).

В общем таким образом иордэлскую серию можно параллелизовать в лучшем случае с верхне-пендлсайдской группой, но как входящую уже в верхний карбон. Пендлсайдская же свита должна быть лишь фацией, кое-где начинающейся в пределах зоны *D*. Еще

---

[1] Последовательность слоев у Дублина по Макей и Вогану:

Известняк и сланец с *Posidonia Becheri*.
Известковый сланец с *Cyathaxonia rushiana*.
Дибунофилловый известняк.
Песчаник, сланец и конгломерат.
Сланец с *Zaphrentis Phillipsi*.

Серия имеет 600 *м* мощности. Наличие более древних зон, отсутствующих южнее, говорит за древнее существование Дублинского залива.

вопрос, достижимо ли полное совпадение гониатитового деления с коралловым. Верхняя известняковая группа Нортумберленда могла во всяком случае соответствовать части зоны *D* и иорделским слоям, быть может даже подниматься до верхнего карбона, куда она иногда (в некоторых сопоставлениях) даже и относится окончательно.

В южном развитии нижние члены исчезают к югу, т. е. в сторону северного берега уже рассматривавшейся суши св. Георгия, которая в турнэйское время проходила поперек всей Англии. Только в визе начинается трансгрессия в южном направлении, так что эта суша суживается до полуостровной формы, но все же не исчезает вовсе, так как в центральных частях Шропшира и Уэльса верхний карбон лежит непосредственно на гораздо более древних слоях.

К северу тоже заметно присутствие суши, хотя бы и временное. Свита, подстилающая иорделскую серию, постепенно выклинивается к северу, и возможно, что остров или мель существовали в раннее нижне-карбоновое время от долины Эдена до острова Мэна; это гораздо лучше видно на значительно более полном разрезе Нортумберленда (остров Кумберленд и Уэстморленд, рис. 51).

Далее в высшей степени вероятно, что южно-шотландские нагорья вообще в нижне-карбоновое время были сушей, ибо по ту сторону их на севере срединная долина Шотландии обнаруживает строение, в крупных чертах сравнимое с югом, но все же очень независимое, что особенно характерно благодаря присутствию многочисленных угольных пластов.

В общем в Шотландии свита, на западе доходящая до 1 800 *м*, а на востоке — до 3 000 *м* мощности, делится на верхний — известняковый отдел (каменноугольный известняк — берник),[1] и нижний песчаниковый отдел (известковистый песчаник — тьюд).[2] Подразделение таково:

Каменноугольный известняк	Верхние известняки (*Prod. latissimus*)
	Углистая группа с железняками в Глазго — нижние известняки с углем
	Угленосная группа сланцев — мидлосские битуминозные сланцы
Кальциферовый известняк	Верхняя группа сланцев с холлибёшским известняком (*Prod. giganteus* и *latissimus*)
	Группа цементного камня с гипсоносными слоями Баллаган

Наличие *Productus giganteus* в нижнем отделе показывает, что свиту эту трудно параллелизовать с английскою, так как тогда она должна соответствовать части нижней серии зоны *D* или иорделским сланцам. Получается впечатление, что здесь зона D_2 имела бо́льшую продолжительность во времени.

[1] *Прим. пер.* Carboniferous Limestone — Bernician.
[2] *Прим. пер.* Calciferous-Sandstone — Tuedian.

Нортумберлэнд	Северная часть	Южная часть	Гониатиты, по Бизату	Кораллы, по Вогану
	Жерновой песчаник Верхняя иордэлская серия	Песчаник Верхние боулэндские сланцы	*Eumorph. pseudobilingue*	
	Граница верхнего карбона			
		Нижние боулэндские сланцы	*Glyphioceras spirale*	
Известняковая группа 520—1 200 *м* с некоторым количеством угля	Нижняя иордэлская серия	Песчаник и сланец с известняком (верхне - пендлсайдская группа)	*Glyphioceras sphaericostriata* и *Posid. Becheri*	*P* до D_3
	Известняк Грэт-скар 180 *м*	Пендлсайдский известняк *Emmonsia parasitica*	*Gl. crenistria* (первое появление), *Beyr. implicatum*	D_2 (?D_3 частично)
		Известняк и сланцы с *Lithostrotion arachnoideum*	*Beyrichoceras micronotum*	D_2
Углесодержащая группа 275—760 *м*; песчаник и сланцы с 16 пластами угля		Известняк и сланцы с *Beyr. hoddrense*	*Beyr. hoddrense* и *Prol. applanatus*	D_1
		Сланцы Уэрстон	*Prolec. compressus*	D_1
	?	Уэрсоуский известняк с желваками		
Феллские песчаники 180 *м*, *Archanodon Jukkesi*	Базальные песчаники и конгломераты, 0—150 *м*	*Pustula ovalis* и *Pugnax mesogonus* (верхние гумерозусовые слои)	*? Münster. euryomphalum*	*S*
		Коплоуский песчаник с *Spirifer Coplowensis*		*C*
Свита цементного камня 180—760 *м*, песчаник и темные сланцы с доломитом, наземная и пресноводная фауна (*Spirorbis helicterus*)		Чэтбёрнский известняк с *Pustula nodosa* (нижние гумерозусовые слои)	*? Münsteroceras*	$Z - C_1$ Турнэ
Внизу и наверху морская ингрессия (*Syringothyris cuspidata*, *Orthot. crenistria*)				

Во всяком случае вполне возможно и даже правдоподобно, что часть каменноугольного известняка (Carbon Limestone) следует отнести к верхнему карбону (намюру), как уже отмечалось в Нортумберлэнде. То же относится и к иордэлской серии. К этому мы еще вернемся при разборе верхнего карбона.

К северу замечается ясное увеличение песчаной фации. Но все-таки карбоновое накопление осадков протягивалось через краевой разлом нагорий до Грампианских гор, на что указывают реликты песчаников на острове Мулле и в Лорне (у моста Ав).

Отдельно следует упомянуть, что угли верхнего отдела достигают мощности до 1,5 *м*, и что этот отдел отличается значительным вулканизмом (небольшие вулканы типа пюи). В верхах верхних известняков появляется рослинский песчаник, быть может уже верхне-карбоновый.

Угленосный отдел на востоке (мидлосий) представлен ценными битуминозными сланцами, которые к западу и югу однако быстро выклиниваются, а на севере замещаются песчаниками. Трансгрессия шла повидимому с востока.

Самому нижнему отделу свойственны вулканические извержения, гипс, соль и другие признаки сухого и жаркого климата (отпечатки дождевых капель). Осаждение шло при медленном опускании, рука об руку с накоплением осадков.

b) Верхний карбон

Разделение нижнего и верхнего карбона проведено было в Англии сначала на петрографическом основании, причем на следующую за известняково-сланцевым нижним карбоном песчано-конгломератовую серию «жернового камня» (Millstonegrit) смотрели как на основание верхнего карбона. Однако все более выяснялось, что это деление можно проводить лишь весьма схематически и вряд ли повсеместно, так как фация «жернового песчаника» в различных округах оказывается на совершенно разных уровнях свиты, причем иногда замещает частично зону *D*, тогда как на севере залегает в более высоком горизонте верхнего карбона. Ранее считавшееся столь важным «судетское» несогласие можно указать лишь в южных, т. е. сложенных в карбоновые складки частях Англии (Соммерсетшир, южный Уэльс), далее же на севере оно в лучшем случае неотчетливо, и пограничная линия может быть проведена лишь палеонтологически, а не петрографически. Большая флористическая смена вообще лежит выше, внутри «жерновых песчаников» (рослинских песчаников Шотландии), и, по Готану (*XII, 19*), она должна соответствовать границе судетского (намюрского) отдела с саарбрюкским (вестфальским) ярусом.

Если же исходить от деления по гониатитам, то в настоящее время, по Бизату, по крайней мере в северной Англии можно провести пограничную линию следующим образом.[1]

---

[1] Недавно Бизат различил в этой свите до 45 подзон.

Зона	Петрографические местные обозначения	
Gastrioceras carbonarium + *Listeri* „ *subcrenatum* + var. „ *cumbriense* + mut.	Грубая порода (Rough Rock) Сланцы внизу, под грубой породой	(галифакс Бизата)
Reticuloceras reticulatum mut. γ „ „ „ β „ „ „ α „ „ „ (тип)	Песчаники и сланцы	(марсдэн Бизата)
Reticuloceras inconstans	Киндерскаутский песчаник	
Homoceras praereticulatum „ *striolatum* (1 находка) „ *proteum* (1 находка) „ *beyrichianum* (1 находка) *Eumorphoceras bisulcatum* „ *pseudobilingue*	Сабденские сланцы	(сабден Бизата)
	Нижние песчаники, верхние боулэндские сланцы (= верхней нордэлской серии) = грассингтон Бизата	

Граница верхнего карбона

Glyphioceras coronula „ *granosum* и т. д.	Нижние боулэндские сланцы (=нижней нордэлской серии)

Считают, что общеупотребительная в Европе в настоящее время граница в пределах зоны *Eumorphoceras pseudobilingue* — в Англии петрографически не отмечена, так что часть нордэлской серии и вместе с тем угленосного известняка Шотландии оказываются залегающими в верхнем карбоне. Особые условия отложения этих карбонатных слоев однако не устраняют этой трудности.

Низы верхнего карбона отлагались во все более мелеющем бассейне, связь коего с океаном все более и более ослабевала; поэтому морской режим имеется далеко не повсюду, а напротив картина осложняется образованием эстуариев, дельтовыми отложениями и т. д. Этим объясняется изменчивость свиты и отсутствие сплошных морских горизонтов, что естественно затрудняет параллелизацию.

Низы верхнего карбона, т. е. «жерновой песчаник» в старом смысле термина, имеют наибольшую мощность в центральных частях Пеннинской цепи, а именно в Ланкашире и южном Йоркшире. Здесь они достигают свыше 1 000 *м* (3 500 *м*) мощности. Можно различить в этой свите пять более значительных песчаниковых горизонтов, из коих первый соответствует вышеупомянутой «грубой» породе, четвертый — киндерскаутскому песчанику. Морские горизонты, отчасти песчаные известняки, включены в свиту на различных уровнях. В средних частях встречается у Лидса более обильная фауна, из коей следует назвать *Brachimetopus uralicus*. В Шотландии встречается в обычно сюда же относимых слоях морская фауна с *Meekella*, напоминающая верхне-карбоновые отложения Америки. Флористически имеется, как уже сказано, резкая граница

внутри рослинского песчаника, соответствующая границе судетского и саарбрюкского ярусов в Германии (*II, 55*).

Если рассматривать средне- и северо-английский покров «жерновых песчаников» как целое, то следует отметить, что количество песчаниковых прослоев повидимому иногда к югу увеличивается, но что крупные, фаунистически охарактеризованные пять пластов к югу и к западу исчезают в Стаффордшире, так что между продуктивной свитой (Coal Measures) и пендлсайдской серией оказываются лишь сланцы, стратиграфически не всегда подлающиеся определению. Затем вскоре исчезает второй, а потом четвертый и пятый песчаниковые горизонты, наконец и первый («грубая порода»). Третий выдерживается дольше всех; в конце концов приходим к непосредственному залеганию продуктивного карбона на докарбоновых слоях.

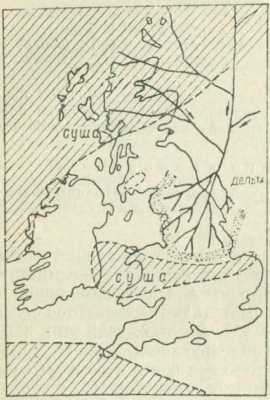


Рис. 52. Дельта „жернового песчаника" и верхне-карбоновые бассейны. По Гиллигэну.

Вторым важным фактом является уменьшение мощностей «жернового песчаника» к западу и югу. От 1 000 *м* (приблизительно) в Пеннинской цепи он утоняется до 200 *м* в северном Уэльсе и наконец совершенно выклинивается в Денбигшире. Уже эти факты говорят за то, что материал приносился с северо-востока или с востока, и что все отложения в совокупности должны были соответствовать эстуарию или дельте огромной притекающей с востока реки.

Этот взгляд подкрепляется петрографическим исследованием, произведенным еще в 90-х годах Сорби и недавно подтвержденным в существенной своей части Гиллигэном (*II, 39*). Материал песчаников главным образом происходит от разрушения кристаллических пород: преобладают аркозы, причем среди очень свежих полевых шпатов наибольшее значение имеет микроклин. Весьма часто встречаются пегматитовые гальки. Поразительное сходство с докембрийским торридонским песчаником неоднократно отмечалось, хотя там кристаллические породы Великобритании вряд ли могли являться исходным материалом. В конце концов приходим к заключению, что порою гальки по направлению к востоку становятся определенно крупнее. Связанная с образованием «жернового песчаника» область эрозии следовательно должна была находиться на месте нынешнего Северного моря и по свойствам своим соответствовать скандинавскому кристаллическому комплексу. Этот район вероятно в начале верхнего карбона

был приподнят, и продукты его размыва отлагались во все более мелевшей области накопления осадков; процесс этот прерывался лишь случайными и слабыми морскими ингрессиями.

Совершенно иначе представляется дело на юго-западе (южный Уэльс, Бристоль, Мендип). Не говоря уже о почти везде наблюдаемом несогласии между нижним и верхним карбоном, песчаники, которые здесь причисляются к «жерновому песчанику», отличаются и петрографически. Это — по преимуществу кварцевые песчаники (а не аркозы), и материал происходит предположительно из северных частей Уэльса. В верхах в Бристольском районе, как и в южном Уэльсе, залегают продуктивные слои среднего отдела, так что стратиграфическое положение юго-западного «жернового песчаника» не вполне ясно. Во всяком случае его нельзя в целом параллелизовать прямо с «пеннинскими» отложениями.

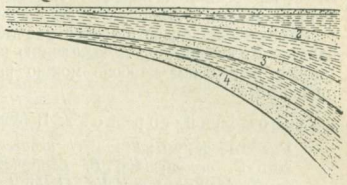


Рис. 53. Дельта „жернового песчаника" средней Англии. По Гиллигэну. Из Стэмпа, 1926;
1—„грубая" порода; *2*—2-й песчаник; *3*—3-й песчаник *4*—4-й киндерскаутский песчаник.

Таким образом мы видим в «жерновом песчанике» петрографическую фацию, пограничную между нижним и верхним карбоном, могущую не только начинаться на различной глубине, но и восходить вверх на различную высоту. Гастриоцерасовый горизонт, который иногда встречается в верхнем «жерновом песчанике» («грубая порода»), ныне относится к средним горизонтам верхнего карбона (вестфальскому ярусу). Таким образом «жерновой песчаник» нельзя безоговорочно считать эквивалентом намюрского отдела (судетского безугольного), так как он может рано или поздно оказаться замененным типично верхне-карбоновой фацией.

Фаунистическое деление в наивысших частях верхнего карбона провести не легче. Для некоторых частей средней Англии (северный Стаффордшир) указывалось следующее изменение пелеципод (сверху вниз):

Anthracomya calcifera,	*Anthracomya adamsi,*
„ *phillipsi,*	„ *williamsoni,*
„ *wardi,*	*Carbonicola robusta.* [1]

[1] Несколько иное подразделение дали недавно Дэвис и Труман (*II, 26*): они различают:

Рэдсток — зона *Anthracomya* nov. sp.
Стаффорд — „ *Anthracomya Phillipsi*
Вестфаль или Иорк — зона *Anthracomya pulchra*, „ *Carbonicola similis*, „ *Anthracomya modiolaris*
Верхний Ланарк — зона *Carbonicola ovalis*
Более глубокие зоны неизвестны.

Эта последовательность однако не везде проводима, например в Шотландии она как будто бы не соответствует действительности, но с другой стороны в бельгийско-французской области она имеет определенные аналоги (ср. ниже, глава V).

Также и по доломитовым известнякам со *Spirorbis pusillus, Carbonia* и пр. трудно провести бесспорное расчленение. В общем в Англии они появляются в верхних частях свиты (вместе с *Anthr. Phillipsi*), а в Шотландии спирорбисовые известняки обнаруживаются уже в нижнем карбоне; они никогда не содержат морских форм и скорее соответствуют осаждению в пресноводном бассейне.

Значительно яснее ставится расчленение на основании флоры, начатое Кидстоном, но к сожалению не законченное. Судя по его данным, в верхнем карбоне можно различить следующие четыре горизонта:

Рэдстокский горизонт: Верхняя продуктивная свита.

Главные формы: *Pecopteris arborescens* и *P. polymorpha*. Кроме того *P. oreopteridia, P. Lamuriana, P. candolleana, Sphenopt. macilenta, Sph. tenuifolia, Alethopt. Grandini, Desmopt. langifolia, Odont. Lindleyana, Neuropt. ovata, Sphenophyllum emarginatum, Calamites* и *Sigillaria* не очень часто; *Lepidodendron* — редко.

Стаффордский горизонт. Переходная серия. Флора дает переход от рэдстока к вестфальскому ярусу. *Neuropt. gigantea, N. heterophylla, Sphen. emarginatum, Sigillaria Brardi.*

Вестфальский ярус. Средняя продуктивная свита. Преобладают сигиллярии *(S. boblayi). Sphen. trifoliata, Sphen. flexuosa, Mariopteris Sauveuri, Zeilleria avoldensis, Lonchopt. rugosa, L. bricei, Odont. britannica, Od. Reichiana, Neuropt. tenuifolia, N. Grangeri* и т. д.).

Ланаркский горизонт. Нижняя продуктивная свита и «жерновой песчаник». Видов немного, сигиллярии редки. *Lepidodendron serpentigerum, Calamites Suckovi, C. racemosus, Neuropt. heterophylla, Aleth. lonchitica, Sphen. obtusiloba, Sph. adiantoides.* В «жерновом песчанике» появляется *Sphenophyllum tenerrimum.*

В низах нижнего карбона часты *Asterocalamites* и *Lepid. Veltheimi.* Наряду с ними, наверху *Sphenopteridium (dicksoniodes), Archaeopteris (Tschermaki).* Внизу *Adiant. antiquus, Rhacopt. flabellata, Sphenopt. pachyrhachis, Sp. Machaccki.*

Если попробовать согласовать это деление с общеупотребительным в Европе трехчленным делением верхнего карбона, то прежде всего следует отметить, что граница намюрского (судетского) и вестфальского ярусов должна пройти где-то в пределах ланаркского горизонта, так как часть «жернового песчаника» во всяком случае находится внутри намюра (зона *Reticuloceras* — киндерскаутский песчаник). Далее надо отметить, что рэдстокский горизонт, хотя он и относился Кидстоном к стефанскому (= оттвейлерскому) ярусу, в настоящее время правильнее сопоставлять с верхнею частью вест-

фальского яруса (Писберг). Таким образом мы приходим к следующему делению:

	Бельгия—Рур	Англия
Стефанский ярус	отсутствует	отсутствует
Вестфальский ярус	Писберг, *C* Эжир-Пти-Бюиссон *B* Катарина-Пуассоньер *A*	Рэдсток Стаффорд Вестфаль Ланарк частично
Намюрский ярус	Свита Андэни Безугольные слои частично Свита Шокье *Glyphioceras spirale* Нижний карбон	Ланарк частично ? Угленосный известняк частично

Следует особенно указать, что резкая флористическая смена происходит внутри «жернового» и рослинского песчаников, что отмечается Кидстоном и Готаном.

С петрографической стороны интересно, что оба нижние отдела верхнего карбона характеризуются главным образом сланцеватыми глинами (seat earth) и кремнистыми сланцами (Ganister) в низах угольных пластов. Выше начинают преобладать песчаники и уже упоминавшиеся известково-доломитовые прослои. В верхнем отделе часто встречаются также пестрые песчаники и сланцы, ранее приводившие к смешению этих отложений с пермскими. Это «пестроцветное» образование обоих горизонтов прежде всего характерно для центрального и северного развития (к северу от северного Стаффордшира), тогда как на юге (южный Уэльс) верхние отделы характеризуются светлыми песчаниками с редкими прослоями угля. Стаффордский горизонт в средней Англии отличается прослоями железняка («черная полоса» — Black-Band).

Если рассматривать региональное распределение верхнего карбона, то видно, что в настоящее время он ограничивается отдельными разрозненными бассейнами, ранее несомненно хотя бы частично связанными друг с другом. При этом в развитии отложений по свитам обнаруживаются весьма значительные различия.

На юго-западе (Девон, Соммерсет, Бристоль, южный Уэльс, Динский лес), т. е. в области и в пределах форланда собственно арморикайской складчатости, очень часто нижний отдел (ланарк) характерно отсутствует или отступает на задний план. Так вестфальский ярус (в английском смысле) в Девоне залегает несогласно на пендлсайдских слоях, в Соммерсете это несогласие тоже наблюдается (Дикси, *II*, *24*), в Бристоле и южном Уэльсе в пределах угольных слоев развит маломощный конгломерат, в Динском лесу отсутствует ланарк, тогда как вестфальский ярус и рэдсток-

ская серия лежат несогласно на нижнем карбоне. Расчленение в общих чертах следующее:

	Бристоль	Южный Уэльс	Динский лес
	2100 *м* 61 угольн. пласт	Свыше 2500 *м* 10—48 угольн. пластов	843 *м*
Рэдсток	Рэдстокская серия	Верхний пеннант	Отсутствует
	Фаррингтонская серия		Фаррингтонская серия
Стаффорд	Пеннантский песчаник	Нижний пеннант	
Вестфальский ярус	Нью-рокская серия	Белый пепел (White Ash)	Отсутствуют
	Вобстерская серия		
Ланарк	? Отсутствует	Базальные конгломераты	

Уже из этого выясняется изменчивое и частично сокращенное развитие нижних отделов; особенно замечательно отсутствие вестфальского яруса на северо-востоке (Дин). При этом достигается соединение с мелкими бассейнами средней части Англии на западе, т. е. по краю древнего массива Уэльса: Колбрукдэл, Уайрский лес, холм Кли, Шрюсбёри, Ботвуд, Драйтон; на востоке: южный Стаффордшир, Уорвикшир (ср. рис. 57). Эта группа кроме того отличается значительным сокращением обоих нижних отделов и преобладанием рэдстокского горизонта над частью гораздо более древних отложений. В южном Стаффордшире вестфальский ярус налегает на нижний карбон и перекрыт пестроцветным рэдстоком, который южнее лежит прямо на более древних слоях. Наибольшая мощность доходит в Уорвикшире до 850 *м*. В западных бассейнах стаффордский горизонт лежит непосредственно на нижнем карбоне, частично же (в Шрюсбёри) наблюдается ясное несогласие между складчатыми средними и нескладчатыми верхними угольными пластами.

Это несогласие связано с образованием Малверн-Абберлейской складчатой системы.

Таким образом ясно, что в этих примыкающих на востоке к северному Уэльсу частях Англии существовала возвышенная область, которая впервые стала областью накопления осадков в позднее-вестфальское время, — здесь находилась древняя нижне-карбоновая суша св. Георгия (рис. 52).

В небольшом лишь за последние 20 лет вскрытом бурением районе Дувра-Кента по сие время обнаружены лишь эквиваленты стаффордского горизонта, так что принадлежность его к одной из двух вышепоименованных групп пока еще находится под вопросом (ср. ниже, глава III).

Северная группа, к которой причисляются малые бассейны северного Стаффордшира и Лейстершира на юге, бассейн северного Уэльса на западе, бассейны Ланкашира и Чешира к западу от Пеннинской цепи и Йоркшир-Дербишир к востоку от нее, обнаружи-

ет гораздо более полное развитие. Тут представлены как ланарк, так и вестфаль; для наглядности дана следующая схема:

Нижний рэдсток. Кильская группа (210 *м*). Красные песчаники и глины с известняком и редкими угольными прослоями.

Стаффорд. Нью-кэстльская группа (90—105 *м*). Серые песчаники и сланцы с малым количеством угля; внизу известняк с энтомостраками.

Стаффорд. Этуриевый мергель (245—335 *м*). Пестрые мергели и глины с известняками.

Стаффорд. Группа «черной полосы» (Black-Band) (90—120 *м*). Серые песчаники и глины с углями и железняками.

Вестфаль и ланарк (1 300—1 500 *м*). Темные сланцеватые глины и желтые песчаники с угольными пластами. Внизу преимущественно кремнистые ганистеровые сланцы. В Стаффордшире известно девять морских горизонтов, из коих по меньшей мере три можно указать и в Ланкашире и в Йоркшире.

Характерен распространенный в Йоркшире, Стаффордшире и Ланкашире галифаксский угольный пласт, который соответствует горизонту Финефрау — Дэзирэ Средней Европы, теперь помещаемому в нижнюю часть вестфальского горизонта (*A*).

Морские горизонты содержат прежде всего *Gastrioceras (Listeri* и т. д., см. выше). *Pterinopecten papyraceus, Posidonia laevigata, P. Gibsoni, Coelonautilus quadratus, Temnocheilus concavum, Temn. carbonarium* и т. д.

Северная группа английских угленосных районов (Дёрхэм — Нортумберлэнд на востоке, Кумберлэнд — Уайтхавн на западе) в сущности имеет одинаковую стратиграфию. Только на востоке часто отсутствуют самые верхние горизонты, что правда бывает отчасти и в Йоркшире. Они наверное частично явились жертвой пермской эрозии. В Кумберлэнде, где горные разработки продвинулись на несколько километров под морским дном в западном направлении, повидимому отсутствует ланарк. Примечательно, что там имеется иногда переход угольных пластов в доломиты (Стрэен, 1901 г.).

Шотландские продуктивные свиты, поскольку они еще не принадлежат нижнему карбону, могли бы быть отнесены к нижнему и среднему отделам Англии. Они также перекрыты пестрыми сериями стаффорда и рэдстока. Часть южных нагорий и срединная долина были во всяком случае сушею.

В Ирландии верхний карбон сохранился лишь в немногих местах, даже если признать, что он первоначально покрывал большую часть области. Ныне лишь четыре маленьких бассейна обнаруживают верхне-карбоновую седиментацию: это — угленосные районы Килкенни и Типпереэри по западному краю Лейнстерской цепи, угольный район Аригны (Лоф Аллэн) в Лейтриме и угольный район Коль-айлэнд (Угольный остров) в Тайроне (рис. 58).

Во всех четырех областях можно различить все свиты: нижнюю, принадлежащую «жерновому песчанику» (точнее переходным

слоям от пендлсайдской серии к ланарку), и верхнюю, причисляемую к собственно продуктивному карбону (вестфальскую). Обе серии угленосны, и притом на юге последняя — антрацитовая, а на севере уголь богаче газом. Нижний отдел содержит многочисленные морские прослои, верхний в огромном большинстве случаев отлагался континентальным путем или же в условиях пресноводных бассейнов. В верхнем отделе в угольном районе Лейнстера найдено было обилие амфибий (*Urocordylus, Ophiderpeton, Dolichosoma, Ichthyerpeton, Keraterpeton, Lepterpeton, Anthracosaurus*).

Если рассматривать всю совокупность британского верхнего карбона, то в его распределении поражает весьма близкая аналогия с нижним карбоном. Ясно различимы южный и северный типы развития, между коими нагорье Уэльса и примыкающие с востока районы хотя бы временно образовывали возвышенность (суша св. Георгия). Южное развитие характеризуется несогласием в основании верхнего карбона, а именно отсутствием намюрского яруса. Верхние горизонты вестфальского яруса «нормальны», т. е. развиты в виде серых песчаников и сланцеватых глин с угольными пластами. Накопление осадков правда находится под явным влиянием карбонового горообразования арморикайской дуги и с полной очевидностью свидетельствует о проявлении судетской фазы складчатости (см. рис. 52).

Северный район в сущности обнаруживает настолько непрерывное накопление осадков в период между нижним и верхним карбоном, что даже трудно провести границу между ними. Этот район соответствует обширному доходящему до Шотландии заливу, который постепенно превращается в эстуарий огромной с северо-востока впадающей реки и вследствие образования дельты «жернового песчаника» понемногу заполняется отложениями. Так постепенно здесь развивается колоссальное «аллювиальное» понижение (или впадина), которое, все реже заливаемое морем, превращается в средне-верхне-карбоновый болотный ландшафт.

Во второй половине вестфальской эпохи условия однако настолько резко меняются, что уже по пестрым породам стаффорда и рэдстока можно заметить переход к пустынному климату, тогда как в Средней Европе это можно видеть лишь в оттвейлерское время. Верхний вестфальский горизонт быстро трансгредирует на срединный хребет, и пестроцветная свита проникает даже в область Девона. Суша св. Георгия таким образом частично исчезает. Эта область прежде всего характеризуется местными правда очень интенсивными «малвернскими» движениями северо-южного простирания, которые, по Дэкёкс-Брауну (*II, 7*), проявляются в несогласии между средней и верхней продуктивными свитами. Таким образом это были внутри-вестфальские движения, которые соответствуют недавно установленной Штилле и Коссматом «рудногорской» фазе Средней Европы (*XII, 33*).

В Ирландии нельзя провести соответствующее региональное деление: скорее кажется, что там проходил «канал» (рукав моря), который по меньшей мере в нижних горизонтах верхнего карбона соединял обе области, обходя центральную сушу.

Из этого можно видеть, что затвердевший в каледонское время шельф Шотландии, Ирландии и средней Англии и в карбоне реагировал эпейрогенически иначе, нежели оставшаяся в виде карбоновой геосинклинали часть южной Англии. Хотя продолжавшееся понижение можно обнаружить повсюду, однако на юге страны оно сильнее, что видно уже по мощностям осадков, в южном Уэльсе достигающим наибольшей величины почти в 2 500 *м*.

c) Карбоновый вулканизм британского шельфа

Несмотря на то, что в британском шельфе имеются лишь слабые признаки внутри-карбоновых движений, все же, особенно в Шотландии и северной Англии, в нижне-карбоновое, а частично и в верхне-карбоновое время несомненно господствовала сильная вулканическая деятельность. Излияния главным образом концентрируются в срединной долине Шотландии и в пограничной области Англии в сторону южных нагорий.

Относящиеся сюда породы — частично эффузивные, частично жильные — преимущественно основного характера; по Гики (*II, 35*), излияния имели сначала широкое распространение, — типа «плато», причем они исходили из многочисленных жерл, иногда соединялись в виде широко-распространенных и частью мощных покровов (Кэмпси-фоллс в Стирлингшире; мощность в 600—900 *м*). Более поздние излияния принадлежат главным образом типу пюи, т. е. соответствуют отдельным жерлам с периферическими лавовыми потоками.

В нижнем карбоне (Calciferous sandstones — кальциферовый песчаник) прежде всего распространены лавовые излияния и пластовые интрузии. Порфириты и оливиновые базальты преобладают; реже выступают трахи-долериты и фонолиты; агломератовые лавы и туфы особенно характерны для более древних сталий. Породы указывают на определенную, хотя и не очень отчетливую связь с щелочным рядом (иногда встречаются анальцим и нефелин). Наибольшее их распространение падает на западную Шотландию.

Позднейшие вулканические породы прежде всего представлены дайками в «угленосном известняке» и частично даже в верхнем карбоне.

По Харкеру (*II, 2*), следует различать три группы. Две древнейшие указывают еще на явную связь со щелочным рядом и с нижне-карбоновыми излияниями, но пронизывают, как уже сказано, и «угленосный известняк». Группы эти следующие:

1) Дайки анальцимового базальта и минчикита в округе Лосиан.

2) Крупнозернистые дайки анальцимового долерита, тешенита, эссексит-долерита и пикрита, очень широко распространенных (Лосиан, Эдинбург, Глазго).

3) Третья группа моложе и находится в связи именно с движениями в самом конце карбона. Это — кислые дайки кварцево-

долеритовой магмы, достигающие мощностей до 50 *м* и распространенные не только в Шотландии, но и в северной Англии; сюда принадлежит «Уин-Силл» длинной в 120 *м*, идущая от Нортумберлэндского побережья до самой Эденской долины *(II, 52)*. Эти дайки по распространению и составу резко отличаются от более древних и интрудируют в верхний карбон. Весьма примечательно преобладание в них восток-западного простирания. По А. Холмсу, гальки этих пород встречаются в перми, так что время интрузии падает на промежуток между вестфальским ярусом и верхнею пермью; вероятно интрузия эта астурийская, а последующая минерализация — заальская.

В средней Англии вулканические породы встречаются реже. Оливиновые базальты в нижнем карбоне острова Мэна напоминают шотландские типы.

В Дербишире выступают базальты, спилиты и оливиновые долериты с туфами в нижнем карбоне; спилиты и спилитовые туфы известны также в Соммерсетшире. Оба эти выхода не имеют никакой связи со щелочным рядом.

Основные интрузии (оливиновые долериты) известны наконец в верхнем карбоне Стаффордшира, Шропшира и Уорвикшира, но возраст их не выяснен, быть может они — третичные.

d) Нижняя (красноцветная) пермь Англии

В соответствии с общим делением этой книги мы доводим рассмотрение палеозойского развития до пермской пенепленизаций, и в морской трансгрессии цехштейна видим начало совершенно нового цикла, о котором речь пойдет позже. Это в Средней Европе ярко выраженное деление пригодно также и для английского шельфа, хотя существуют некоторые стратиграфические неясности. Но противоположность между накоплением осадков в эпоху красноцветных отложений и региональной трансгрессией цехштейна по большей части выступает весьма резко.

Если даже считать, что поздний палеозой Англии не был задет варисской складчатостью, то все же это время не может считаться абсолютно анорогенным [ср. ниже *(e)*]. Топографический характер, выработавшийся после окончательного отступления вестфальского моря, должен был быть все же довольно резким, так как карбоновая свита до отложения перми была очень сильно смыта. Этот эрозионный период охватывает стефанский век и даже довольно значительную часть времени красноцветных отложений. Хотя точные стратиграфические показатели отсутствуют, все же мне кажется правдоподобным, что самые древние пермские породы Англии в огромном большинстве принадлежат к верхам красноцветного комплекса.

Наиболее полно эта серия представлена на северо-западе Англии, в Кумберлэнде и Вест-Морлэнде (озерный округ, долина Эдена) и южнее в Ланкастере (близ Манчестера). Здесь на жерновом песчанике несогласно залегает следующая свита:

Цехштейн около 150 *м*		Гипсовый мергель 90 *м* Доломит 0—6 *м* Хилтонские слои, красные глины с *Noeggerathia* 45 *м*
Красноцветные отложения 100—500 *м*		Верхний конгломерат (верхний брокрэм) Пенритский песчаник светлокрасный с содержанием полевых шпатов, до 300 *м* Нижний конгломерат (нижний брокрэм)

С местными изменениями и большими колебаниями мощности эта свита повторяется по всей области, и до самой Ирландии можно найти в основании цехштейна конгломератовые пласты, которые можно рассматривать как эквиваленты «брокрэма».

Отсутствие ископаемых организмов допускает возможность причисления части этой серии к цехштейну, но весьма вероятно, что это не так. Распространенная в песчаниках перекрестная слоистость указывает на принос материала с востока, и в этом именно направлении серия становится тоньше. Значит там существовала в пределах Пеннинской цепи хотя бы невысокая возвышенность, по другую сторону коей в Йоркшире кластическая серия в основании морского цехштейна весьма сокращена (0—30 *м*) и иначе сформирована (желтые песчаники). Западная пермь следовательно представляла собою отдельный бассейн осаждения, который лишь в цехштейне был залит восточной трансгрессией. За проникновение кластической серии вниз в толщу красноцветных отложений говорят также и осадочно-петрографические данные. Нижний конгломерат состоит почти целиком из обломков «каменноугольного известняка» с красной основной массой песчаников; пенритский песчаник совершенно очевидно возник вследствие разрушения «жернового песчаника»; верхний конгломерат содержит компоненты из нижне-карбоновых пород и даже из ордовицких обломков. Кендолл вывел из этих данных заключение о наличии орогенных движений во время отложения этой свиты, — следовательно можно думать о заальском горообразовании. Джёкс-Браун считает, что положение вещей может быть объяснено также поднятием в докрасноцветное время. Как бы то ни было, красная серия производит впечатление особого цикла со связанной с ним эрозией, которая удалила осадки очень значительной мощности и продолжалась очевидно в течение довольно большого промежутка времени; морской цехштейн однако залегает повидимому согласно, но в целом трансгрессивно на этих континентальных отложениях. Пестрая серия может поэтому принадлежать и верхнему отделу красноцветного комплекса (саксонскому времени).

Небольшой отдельный бассейн имеется еще на юге в Шропшире и по краю малвернской системы. Породы залегают согласно на верхнем карбоне (кильская группа), и поэтому нельзя с полной уверенностью сказать, что здесь принадлежит карбону, а что — перми. Серия начинается с конгломератов и известковых песчани-

ков, залегающих на кильской группе[1] (260 *м*), а на них лежит очень разнообразная серия глин (энвильские мергели) и конгломератовых брекчий (трапповидные брекчии). Пестрый песчаник залегает на них трансгрессивно.

Нижняя конгломератовая свита содержит гальки пород карбона, древнего красного комплекса и силура вплоть до вулхопского горизонта; в верхней свите содержатся гальки более глубоких пород и прежде всего огромное множество галек архейских глубинных пород, которые в то время следовательно были обнажены. Крупность зерна, а также мощность, уменьшаются к северо-западу. Перенос совершался значит главным образом с юго-востока. Верхние брекчии почти наверное принадлежат к красноцветным отложениям, тогда как нижние части быть может старше (стефанские?).

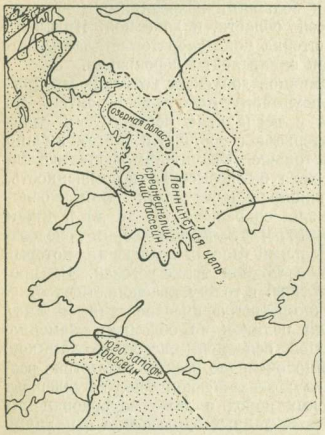


Рис. 54. Нижняя пермь в Англии.

Бассейн мог быть немного более древним, нежели красноцветные отложения северо-западной Англии.

Наконец в Шотландии во многих местах над древним девонским песчаником и под молодым триасовым песчаником выходят терригенные осадки, которые рассматриваются как пермские, несмотря на то, что точная стратиграфическая датировка невозможна; следует упомянуть куммингтонские слои Элджина, грубые желтые песчаники с верхне-пермскими рептилиями (*Gordonia, Elginia, Geikiea*), напоминающими русскую фауну и возможно тоже относящимися к послекрасноцветному времени. Далее идут тоже вероятно верхне-пермские песчаники Эннендэла с отпечатками следов животных. Несколько более низкое положение занимают быть может светлые перекрестнослоистые песчаники Аррана, которые составляют мощную свиту в 300 *м*, залегая под заведомым триасом. Наконец следует назвать песчаники Айршира и Торнхилла, в которых проявляется мощная вулканическая серия щелочных пород (оливиновые и нефелиновые базальты, мончикиты, лимбургиты) с меньшими интрузиями пикрита, эссексита, анальцимового сиенита и т. д. Вулканические породы последевонского возраста в Шотландии тоже распро-

[1] Ранее относившейся тоже к перми.

странены, и региональные отношения позволяют думать, что они частью пермские, дотриасовые.

Вследствие этого можно считать, что английский красноцветный комплекс обнаруживает такие отношения, которые в основном мало разнятся от европейских. Здесь образовался в пермское время ряд более или менее вытянутых терригенных мульд накопления, которые принимают в себя материал, смываемый с приподнятого в поздне-карбоновое время шельфа.

е) Поздне-палеозойский орогенез британского шельфа

Если даже британский шельф не подвергся столь интенсивному горообразованию, как варисские горы Средней Европы, все же он никоим образом в отношении силы горообразовательных процессов не может быть приравнен к русской плите. Залегая на затвердевшем в каледонское время фундаменте, он противостоит варисской складчатости примерно так же, как Средняя Европа — альпидам. В ослабленном виде с «германотипным» характером образования все же можно признать здесь наличие варисского орогенеза, причем его направление и проявление с полной очевидностью зависят от консолидации фундамента. Так как этот фундамент сам вряд ли может рассматриваться как вполне однородный, то повидимому позднепалеозойские орогенические фазы Великобритании не имели повсеместного распространения; довольно трудно иногда вскрыть основной план перекрещивающихся систем разломов и складок, тем более, что позднейшие саксонские движения частью нарушили, частью продолжили прежние перемещения.

Что более древние варисские орогенические фазы также имели хотя бы слабый отзвук в Великобритании, видно из того, что залегание некоторых горизонтов карбона трансгрессивное или же несогласное. Если же откинуть подвергшуюся непосредственному влиянию варисской складчатости армориканскую краевую зону в южном Уэльсе, о которой еще будет речь ниже, то можно уловить нассаускую и докульмскую фазы, выразившиеся в трансгрессии визе в Ирландии и средней Англии и в трансгрессии горизонта D_2 в западном Кумберлэнде (Шиндевольф, *XII, 30*). Резче выражена повидимому судетская фаза (Ланкашир, Иоркшир), которая проявляется в несогласном залегании «жернового песчаника». Значение карбоновых фаз возможно отступает перед значением позднейших варисских движений, существование коих прежде всего доказано несогласным залеганием цехштейна и триаса на верхнем и нижнем карбоне и на еще более древних слоях.

Детальная датировка наталкивается на трудности главным образом потому, что пермь распространена только спорадически и не поддается точному стратиграфическому расчленению. Все же можно составить себе кое-какие общие воззрения, которые до некоторой степени осветят основной план структуры.

Гряда британского шельфа образует широкое простирающееся с севера на юг пеннинское вздутие, ядро коего сложено каменноугольным известняком, тогда как по обе стороны расположены

крылья из «жернового песчаника» и верхне-карбоновые мульды. В частностях на севере это вздутие являет даже удвоение, выступая в западном озерном районе (с каледонским ядром) и в восточной нортумберлэндской плите; между ними находится глубокая впадина ССЗ простирания — Эденский грабен с пермским выполнением. В центральной части наблюдаются многократные волнообразные изгибания оси, вызывающие налегание «жернового песчаника» на ядро.

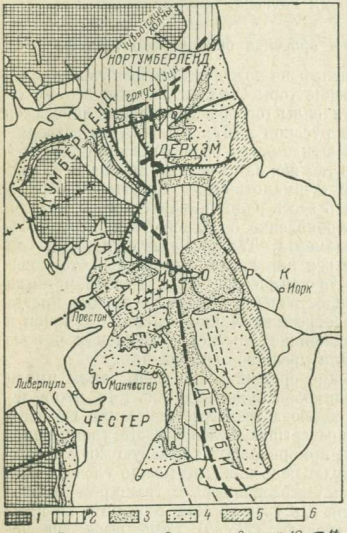


Рис. 55 Эскиз поздне-палеозойской тектоники английского шельфа.

1—докарбон; *2*—н. карбон; *3*—„жерновой песчаник"; *4*—в. карбон; *5*—пермь; *6*—мезозой; *7*—пеннинская ось; *8*—антиклиналь ланкастерской системы; *9*—синклиналь ланкастерской системы; *10*—разломы; *11*—эруптивы.

На юге система, расщепленная на несколько отдельных складок, вновь изгибается к ЮЮВ; здесь, в Средне-английском округе каменноугольный известняк лежит на значительно более древних частично архейских породах, так что каледонский фундамент оказывается сильно сокращенным.

Как целое, «пеннинская антиклиналь» представляет относительно пологое вздутие, отчасти сравнимое с русскими валами, но здесь, в особенности на востоке, оно сопровождается (в Иоркширском угленосном районе) многочисленными параллельными складками и мелкими нарушениями. Что образование системы относится к палеозою, видно хотя бы из несогласного налегания пестрого песчаника. В настоящее время однако следовало бы установить, что антиклиналь эта — по меньшей мере доверхне-пермская, иного развития западной и восточной перми. Если к тому же имеются быть может слабые послепеннинские движения («пфальцская фаза»), то самое образование ее должно было произойти до начала верхней перми. Наоборот добиться разграничения астурийской и заальской фаз — трудно. За верхне-карбоновые движения быть может говорит параллель с малвернской системой, т. е. с интенсивными верхне-кар-

боновыми движениями по восточному краю Уэльса, что будет обсуждаться позднее при рассмотрении варисской дуги (гл. III). В пользу заальской складчатости однако говорит то обстоятельство, что нижняя пермь срединных земель повидимому согласно залегает на верхне-карбоновой кильской группе. Мне лично кажется поэтому более правдоподобным, что главное премское движение было заальским.[1]

В восточной части северного Уэльса (см. рис. 56) имеются многочисленные простирающиеся с севера на юг разломы типа грабенов, которым тоже можно приписать позднe-палеозойский возраст. Обширные востоко-западные нарушения северного Уэльса (сброс Бэла и т. д.) продолжаются и в карбоне (*II, 76*). Наряду с этим особенно в северной Англии, выступают иные быть может несколько более ранние нарушения, которые возможно следует считать постумными каледонидами, так как они следуют в направлении с СВ и ЮЗ. Это проявляется уже в северном Уэльсе.

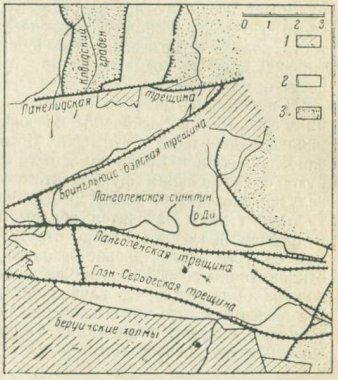


Рис. 56. Карточка области Ланголен в северном Уэльсе с каледонской и посткаледонской тектоникой. По Уиллсу и Смиту.

1—ордовиций; *2*—готландий; *3*—карбон.

Пересечением этих нарушений с пеннинской антиклиналью объясняются волнистое изгибание ее оси и на севере — куполовидное поднятие озерной области (см. рис. 55).

Эта ланкастерская система расположена к западу от пеннинской центральной антиклинали в Кумберлэнде и в большом Ланкаширском бассейне, тогда как восточнее (Нортумберлэнд) известны лишь разломы СВ простирания. В Ланкашире напротив иногда имеется даже весьма интенсивная складчатость СВ простирания, вызывающая прорывы каменноугольного известняка и «жернового песчаника» среди верхнего карбона и даже надвиги. В Кумберлэнде пермь залегает полого и спокойно на дислоцированных этими движениями верхне- и нижне-карбоновых слоях и даже на силуре. Движения значит самое позднее — заальские, но вероятно они более древние; а так как «жерновой песчаник» кое-где лежит не вполне согласно, то воз-

[1] Быть может Уэльский массив можно рассматривать как удаленную крупную западную складку северо-южной системы, западное крыло которой могло однако находиться лишь в Ирландии.

можны и судетские движения. Тектоника однако показывает явное соответствие с каледонским фундаментом. А. Холмс *(II, 52)* считает, что слабая складчатость произошла в астурийскую фазу, и непосредственно за нею последовали интрузии кварцевых долеритов (Уин-Силл). Образование разломов, связанное с минерализацией, могло быть заальским, если приписывать брокрэму возраст верхних красноцветных отложений.

В Ирландии отношения повидимому менее сложны. Большая центральная плита каменноугольного известняка к северу от сложенной в варисские (арморикапские) складки южной зоны обнаруживает неоднократно вздутые куполообразно поднятия девонского песчаника. Значит здесь перед нами слабая брахискладчатость поверх отвердевшего каледонского фундамента. Точная датировка вряд ли возможна ввиду того, что верхний карбон почти везде отсутствует.

В целом здесь мы имеем таким образом «германотипную» тектонику шельфа с несколько колеблющейся подвижностью и не вполне однородного характера. В то время как поздне-палеозойские движения в Ирландии и в северо-западной Англии гармонируют с каледонским фундаментом, средне-английское пеннинское вздутие носит иной характер. Причина этого вероятно в том, что тут перед нами находится область поднятия, наметившаяся еще в древнем палеозое (судя по отсутствию кембрия, отдельным пятнам силура, иногда древне-красного комплекса); она действовала отклоняющим образом уже на каледонские складки, а позднее должна была подпирать варисские движения и изменять их. Далее выяснится, что это объяснение помогает понять значение мальвернских складок и аномалий варисской дуги, причем подобные же отношения непосредственно наблюдаются и в Ирландии [1].

---

[1] *Прим. ред.* Считаем полезным дать хронологию принятых Штилле орогенических фаз (Grundfragen der Vergleichenden Tektonik, Berlin, 1924) каледонской и варисской эр.

Каледонская эра

Древне-каледонская (таконская) фаза — на границе нижнего и верхнего силура.
Поздне-каледонская фаза распадается на две подфазы:
арденнскую (между лудлоу и даунтоном в верхнем силуре) и эрийскую (на границе верхнего силура и нижнего девона).
Нижне-девонская фаза (между верхним и нижним кобленцскими горизонтами).
Средне-девонская фаза (между нижними и верхними горизонтами среднего девона).

Варисская эра

Бретонская фаза (между верхним девоном и нижним карбоном).
В бретонской фазе различаются 3 подфазы:
марсийская — в верхах верхнего девона,
настауская — в низах нижнего карбона,
зельская — в верхах нижнего карбона.
Судетская фаза (между нижним и верхним карбоном).
Рудногорская фаза — между намюрским и вестфальским ярусами.
Астурийская фаза (между низами и верхами верхнего карбона, т. е. между саарбрюкскими и оттвейлерскими сланцами, между вестфальским и стефанским, между московским и уральским ярусами).

10. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В БРИТАНСКОМ ПАЛЕОЗОЕ [1]

Поразительно, что более древняя довариссская часть британского шельфа относительно бедна месторождениями полезных ископаемых. Ни период каледонского накопления осадков (сингенетическая группа), ни период каледонского оро- и плутогенеза (эпигенетическая группа) не породили месторождений промышленного значения, действительно стоящих упоминания.

В огнейсованной шотландской части каледонид можно назвать магматические выделения хромита на Шетландских островах и оловоносные магнетиты Карн-Чуйнэга (в Россшире); первые за последнее время дали некоторое повышение добычи (1924 г. — 1 060 *т* руды с 25% Cr_2O_3). Моложе, т. е. связаны с контактом позднекаледонских интрузий, месторождения никельсодержащего магнитного колчедана Глен-Эскоссан и комплексные фальбанды Лох-Тая и Лох-Файна (*II*, *86*). Их практическое значение невелико. В Сёсерлэнде (южная Шотландия) далее встречаются золотые россыпи, происхождение которых еще не вполне выяснено. Они залегают на силуре, в котором выходят кварцевые жилы; каменный материал в россыпях состоит однако главным образом из метаморфических сланцев, так что возможно происхождение их из более северных округов. Вряд ли они имеют в настоящее время практическое значение.

Свинцово-цинковые руды Аргиллшира вероятно по возрасту моложе и будут рассмотрены ниже.

Причину этой бедности рудами не вполне легко вскрыть, тем более что наряду с весьма богатыми каледонскими интрузиями можно было бы и здесь ожидать приноса материала из глубин. Возможно виною такой скудости рудами является интенсивная девонская эрозия, с которой связан наблюдаемый очень низкий уровень среза интрузивных тел. Докембрийский гнейсовый цоколь сам по себе редко богат рудами.

В южной неметаморфической части каледонид цикл этот тоже оставил лишь малозначащие минеральные богатства. В качестве наверное сюда относящихся можно назвать только залежи оолитового железняка и марганцевых руд в кембрии и силуре северного Уэльса и Англси (Мэрионет, Карнарвон и т. д.). Железные руды содержат 36—46% Fe и до настоящего времени разрабатываются, хотя и в незначительных размерах. Марганцевые руды с содержанием 27—30% Mn при 3—10% Fe и 3—5% P. Добыча в Карнарвоне и Мэрионете в 1924 г. дала 2 499 *т* 30-процентной руды.

Каледонский возраст повидимому имеют вольфрамсодержащие

Заальская фаза (между нижним и верхним отделами пермских красных комплексов, т. е. между отенским и саксонским ярусами).

Пфальцская фаза (на границе между пермью и триасом).

См. H. Stille, Grundfragen der vergleichenden Tektonik, Berlin, 1924 и H. Stille, Zur Einführung in die Phasen der Paläozoischen Gebirgsbildung, Zeitschr. d. Deutsch., Geol. Gesellsch. B. 80, 1928, Abh. № 1.

[1] За исключением месторождения южной части, которая рассматривается при Арморике.

пегматиты озерной области (Грэйнсгилл) и незначительные месторождения молибденита и халькопирита в каледонских гранитах Донегала. Возраст медных руд Кардигана, Мэрионета и Энглси, выходящих в виде жил в древнем палеозое, напротив точного определения еще не имеет, так что о них целесообразнее говорить ниже.

Судя по всему этому, здесь также имеется определенное различие с Норвегией, где каледонская геосинклиналь характеризуется прежде всего мощными колчеданными месторождениями; значительно меньшее присутствие магматических элементов в британской ее части могло бы служить объяснением этому явлению.

Совершенно иначе дело обстоит в области позднего палеозоя, носящего характер мелкоморья, где в соответствии с этим наблюдается весьма типичное сообщество месторождений. Последние можно охарактеризовать в следующем трехчленном делении:

1. Сингенетические месторождения осадочного типа — угли, битуминозные сланцы, глинистые железняки.

2. Эпигенетические месторождения жильного и метасоматического характера с приносом материала из глубины: свинцово-цинково-рудная группа с баритом и плавиковым шпатом, а иногда с некоторым количеством меди и железа. Возникновение их частью наверное связано с последними фазами карбонового орогенеза. Во всяком случае в этих группах можно выделить кроме того более древние и значительно более молодые элементы.

I. Южную провинцию Арморики вместе с южной Ирландией и Мендипом, которые мы будем рассматривать ниже (глава III, олово, медь, свинец-цинк).

II. Северную провинцию в собственно британском шельфе, в которой возможны дальнейшие подразделения.

1. В древнем палеозое:

a) Южные нагорья, озерный район, остров Мэн, северо-восточная Ирландия. Цинк и свинец, медь, немного сурьмы и следы кобальта; иногда немного золота. Установить известное отношение или связь с позднекаледонскими гранитами иногда представляется возможным.

b) Северо-западная и западная Ирландия (Донегал, Майо, Голуэй). Свинец, цинк, медь. Здесь тоже могут принимать участие еще каледонские элементы.

c) Уэльс, Энглси, юго-восточная Ирландия. Свинец, цинк, наряду с ними медь в гораздо больших количествах, иногда золото; напротив — сурьма, никель и кобальт отсутствуют.

2. В позднем палеозое:

a) Срединная долина Шотландии. Серебросодержащие руды Стирлинга и Линлисгоу. Медь с цеолитами в карбоновых излившихся породах Ренфрюшира и Дёмбартона.

b) Пеннинская цепь. Свинцовые и цинковые руды с некоторым количеством меди, а порою с плавиковым шпатом и баритом.
c) Центральная равнина Ирландии. Свинцовые и цинковые руды относительно редки.

III. Восточную провинцию. Свинцовые и цинковые руды в мезозое (от кейпера до юры), залежи меди в Олдерли и Чешире и т. д. Месторождения без сомнения послеварисские; но следует оттенить, что они, по Финлейсону, имеют некоторую непрерывную связь с варисским циклом и должны быть упомянуты с ним вместе, потому что минерализация длится обычно дольше орогенеза. Эту группу мы будем рассматривать при разборе поверхностных структур, однако должны указать, что та же проблема их возраста возникает и в Средней Европе (Рейн, Сланцевые горы, Рудные горы и т. д.).

Финлейсон считает названные группы в совокупности варисскими в широком смысле и опирается на то, что жильные месторождения часто несомненно образовались после каледонской складчатости. Он различает:

1. Глубинную пневматолитическую зону с оловом, вольфрамом и т. д.
2. Промежуточную зону с медью, золотом и пр.
3. Верхнюю зону со свинцом и цинком.

Это подразделение покрывается современным представлением, и преобладающее значение варисского цикла может считаться признанным. Каледонский фундамент мог быть так сильно эродирован, что его «телемагматические» месторождения оказались давным давно разрушенными. Все же следует отметить, что группы I*a* и I*b* имеют спорный возраст.

3. Эпигенетические месторождения метасоматического типа с преобладанием формы пластовых залежей. Главным образом железные руды в каменноугольных известняках.

Это сопоставление показывает замечательное соотношение с другими областями шельфа, например с тем, что имеется в русской плите. Новой оказывается одна только свинцово-цинково-рудная группа как признак мало продвинувшегося вперед отвердевания и интенсивности приноса материалов из глубины; в мезозойских шельфах Средней Европы (триас верхней Силезии и верхнего Рейна и т. д.) мы позднее встретимся с их аналогами.

Каустобиолиты. Большой карбоновый бассейн британского шельфа мог первоначально перекрываться почти сплошным плащом каустобиолитов, образование коих начинается отчасти уже в нижнем карбоне (Шотландия), а затем в южном направлении захватывает все бо́льшие и бо́льшие пространства. Там, т. е. на юге, каустобиолитовый покров непосредственно переходит в угленосный пояс варисской предгорной впадины (Типерэри, Пемброк, южный Уэльс, Динский лес, Бристоль-Соммерсет, Кент), который бу-

дет разбираться ниже. Распадение на отдельные бассейны обычно довольно простого строения началось затем в стефанское время и связано с астурийской и заальской тектоникой (пеннинские и ланкастерские движения). Так после воздействия этих движений

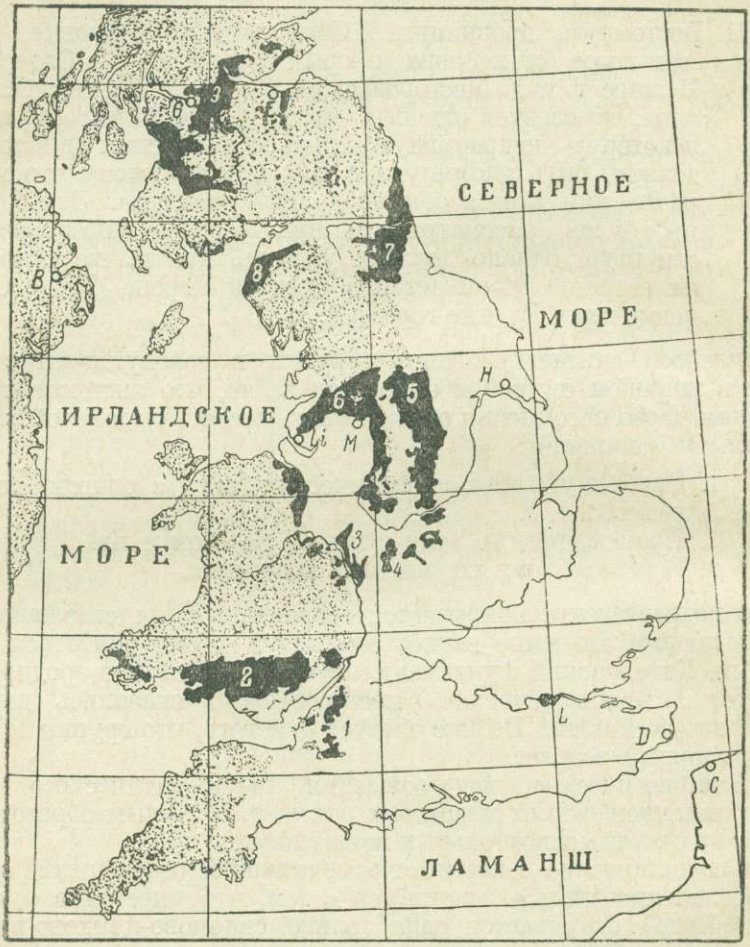


Рис. 57. Угольный бассейн Англии. По Э. Кайзеру.

Черный цвет—угли; *мелкие точки*—палеозой; *белый цвет*—мезозой. *1*—Бристоль—Соммерсет; *2*—южный Уэльс; *3*—Шропшир—северный Уэльс; *4*—Стаффордшир; *5*—Йоркшир—Дербишир; *6*—Ланкашир; *7*—Нортумберлэнд—Дёрхэм; *8*—Кумберлэнд; *9*—Шотландия (срединная долина). *B*—Бельфаст; *C*—Кале; *D*—Дувр; *E*—Эдинбург; *G*—Глазго; *H*—Гулль; *Li*—Ливерпуль; *L*—Лондон; *M*—Манчестер.

можно различить несколько групп закономерно ориентированных бассейнов:

1. Шотландские бассейны, связанные с большим расположенным в каледонском направлении центральным грабеном (срединная долина).

2. Северно- и средне-английская группа, примыкающая к обоим крыльям пеннинской антиклинали и разбитая системой ланкастерских разломов на отдельные бассейны, притом в почти перпендикулярном направлении.

3. Группа Средне-английской области главным образом в депрессии между южным пеннинским вздутием и древним массивом Уэльса.

4. Малые бассейны северной и средней Ирландии — эрозионные реликты прежнего, гораздо более широкого покрова.

Шотландия. Деление на восточную, центральную и западную группы скорее географическое, нежели геологическое, так как первоначальная связь всех частей вполне правдоподобна. Все же различие состоит в том, что бедные газом угли находятся преимущественно в западных округах. Характерным для шотландских бассейнов прежде всего является то, что там угольные пласты встречаются в нижнем карбоне и в гораздо меньшей мере в каменноугольном песчанике (Carboniferous sandstone), где вместо того имеются битуминозные сланцы, нежели в каменноугольном известняке. В этом имеется известная аналогия с средне-русскими условиями, с тою лишь разницей, что верхне-карбоновые угли в Шотландии все же по количеству и мощностям занимают первое место, и что качество нижне-карбоновых углей лучше, нежели в СССР. Верхне-карбоновые угли повидимому преимущественно принадлежат более глубоким частям верхнего карбона. В частности надо упомянуть следующее.

Восточный бассейн лежит по обе стороны залива Форс и в синклинальном залегании проходит под ним. Угли по преимуществу газовые с содержанием летучих составных частей свыше 12%. Залегающий к югу от залива Форс Лотианский бассейн (Эдинбург, Хаддингтон, Пиблс) содержит наиболее мощные и наилучшие угольные пласты. Здесь различаются:

Верхняя продуктивная свита (Coal measures)	15 пластов в 12,2 *м* общей мощности
Нижняя продуктивная свита (Coal measures)	22 пласта в 19,8 *м* общей мощности
Известковый песчаник (Calciferous sandstone)	2 пласта в 1,8 *м* общей мощности

Севернее залива Форс (Файф, Кинросс, Клэкманнан) в верхнем карбоне имеется 20 угольных пластов свыше 0,3 *м*, а в каменноугольном известняке несколько угольных пластов в 12,2 *м* общей мощности, в низах же нижнего карбона 2 пласта. В связующей части под заливом Форс известно до 42 угольных пластов, причем число их убывает в верхней серии к югу, а в нижней — к северу. Подсчет стоящего разработки продукта в 1913 г. дал 13 574 823 тыс. *т*.[1] Добыча равнялась в 1924 г. 12 850 тыс. *т*.

[1] Все данные подсчета даны для пластов свыше 0,3 *м* мощности до глубины 1 220 *м* и относятся к статистике угольных ресурсов 1913 г.

В центральной части Шотландии наряду с каменными углями выступают и антрациты. Количество пластов следующее:

Местонахождение	Продуктивные свиты		Каменноугольный известняк	
	Число пластов	Общая мощность *м*	Число пластов	Общая мощность *м*
Линлисгоу	4	2,75—3	4—6	3,35—4
Стирлинг-Дунбартшир . .	13	10,35	10—15	5,2—7,6
Ланаркшир	11	11,3	мало	1,8
Ренфрюшир	нет	—	7	5

Подсчет в 1913 г. показал 5 795 178 тыс. *т*. Добыча 1924 г. дала 461 000 *т* антрацита и 18 800 тыс. *т* каменного угля.

Западная группа охватывает более крупный бассейн Айршира и Дёмфрисшира и более мелкие месторождения в Дёмфрисе (Каннонби), Аргилле и на острове Арране. Нижний карбон стоит разработки лишь в Аргилле (8 угольных пластов с 13,7 *м* угля), а в остальных местах он содержит лишь редко выдерживающиеся слои угля. В более богатых частях верхний карбон заключает 7—14 угольных пластов с 7,9—12,2 *м* угля. Антрациты имеются и здесь, иногда по соседству с вулканическими породами, прорывающими уголь. Подсчет запасов дает цифру 2 005 488 тыс. *т*. Добыча 1924 г. — 4 590 тыс. *т*.

Большое значение имеют недавно открытые в шотландском карбоне битуминозные сланцы, залегающие на востоке (в округе Лотиан) в доходящем до 900 *м* мощности верхнем отделе «известкового песчаника» (выше цементных известняков). Эта битуминозная свита обязана своим происхождением предположительно большому скоплению низших растений (бактерий, по шотландским геологам), а может быть и животных. Вся свита содержит битумы, но в отдельных обычно темнобурых сланцевых и мергельных прослоях содержание битумов сильно повышается. Известно около 6 главных пластов, мощность коих может вздуваться до 4,5 *м*. Сырой нефти получается до 125—200 *л* на тонну. Рядом с добычей нефти идет извлечение из сланцев сульфата аммония, имеющего экономическое значение. Добыча нефти в 1924 г. равнялась 2 900 тыс. *т* (*II*, 80).

Северная и средняя Англия. Бассейн Нортумберлэнд — Дёрхэм на востоке примыкает к озерной области и простирается довольно далеко на восток под более молодым покровом, быть может даже уходя под море. Здесь тоже налицо до 8 угольных пластов в 5,5 *м* общей мощности в нижнем карбоне, тогда как в верхнем представлены преимущественно нижние отделы (ланарк — нижний стаффорд). Здесь известно около 20 угольных пластов в 18 *м* общей мощности. Действительные запасы определяются в 11 023 394 тыс. *т*, вероятные (под восточным покровом) — в 2 518 000 тыс. *т*. Добыча 1924 г. — 51 180 тыс. *т*.

Сюда же следовало бы причислить маленький обособленный бассейн Ингілтона (северный Иорк) с восемью угольными пластами и 33 600 тыс. *т* запасов угля.

Западнее пеннинского вздутия и озерной области лежит бассейн Кумберлэнда и Уэстморлэнда, к западу исчезающий под морем. На юге и на севере он отсечен допермскими ЮЗ—СВ нарушениями (ланкастерская система), на востоке он поднимается к озерной области. Здесь отсутствуют верхние и нижние слои верхнего карбона, так что продуктивная серия принадлежит вестфальскому и стаффордскому горизонтам. Встречаются бедные и богатые газом каменные угли. Число и мощность пластов в средних частях выше всего (20 угольных пластов в 17,4 *м* общей мощности), к северу и югу они уменьшаются. Действительные запасы учитываются в 2 186 301 тыс. *т*, вероятные — в 1 211 800 тыс. *т* (1913 г.). Добыча 1924 г. равнялась 2 230 тыс. *т*. Далее на юг опять-таки имеется симметричное расположение по обе стороны пеннинского вздутия. На востоке лежит Иорк-Ноттингэмский бассейн — наибольший угольный бассейн Англии в 1 980 *км*^{2} видимой площади на поверхности. Несомненно он продолжается еще далеко на восток под пермско-триасовым покровом, хотя восточное крыло этой обширной пологой синклинали по сие время еще неизвестно. Из верхнего карбона известны ланарк и вестфаль; высшие слои известны лишь по буровым скважинам. Уголь тут — каменный, иногда более тощий, иногда более жирный. Число пластов — 15 на севере и 21 на юге в 15,25 — 15,85 *м* общей мощности. Действительные запасы (1913 г.) определяются в 40 254 216 тыс. *т*, вероятные (в восточном продолжении) — 14 853 600 тыс. *т*. Добыча 1924 г. достигала 78 545 тыс. *т*.

Западнее Пеннинской цепи залегает тоже очень значительный бассейн Ланкашир-Чешира. Здесь представлен весь верхний карбон вплоть до рэдстока, причем верхний отдел является самым продуктивным. Надо думать, что это наиболее мощная свита из всех английских бассейнов. Угли по преимуществу жирные и газовые. В нижнем отделе залегают 2—4 пласта с 1,8 *м* угля, в среднем — 15 — 21 пласт с 14 — 22,85 *м* угля (наибольшая мощность их на ЮЗ), в верхнем — 6 пластов с 4,3 *м* угля. Запасы (1913 г.) определяются в 5 636 427 тыс. *т*. Добыча 1924 г. дала 20 150 тыс. *т*.

Угленосные бассейны срединных земель и Уэльса. Для этой группы характерно, что полнота верхне-карбоновой серии непрерывно убывает к югу, так что на юге местами верхний карбон несогласно залегает на древнем палеозое (ср. выше, стр. 139). Можно различить две группы, из коих восточная идет по западному склону южно-пеннинского вздутия, тогда как западная сопровождает восточную кайму Уэльской глыбы. Здесь перед нами мелкие бассейны, но промышленное значение их порою довольно велико.

В восточной группе бассейн северного Стаффордшира заключает еще почти полную верхне-карбоновую свиту отложений с 30 пластами угля в 42,7 — 45,7 *м* общей мощности. В южном

Стаффордшире верхний карбон отчасти лежит уже на готландии и представлен вестфальским, стаффордским и рэдстокским горизонтами. Здесь имеются 6 — 11 угольных пластов с 19,8 *м* общей мощности. Запасы обоих районов в 1913 г. оценивались в 7 256 299 тыс. *т*. Добыча 1924 г. равнялась 14 521 тыс. *т*. Подобное стратиграфическое строение имеет Уорвикширский бассейн с верхне-карбоновою свитой в 850 *м* мощности, в которой прежде всего в вестфальском ярусе имеется 10 угольных пластов с 12,2 *м* угля. Запасы — 1 445 296 тыс. *т*, добыча в 1924 г. — 5 230 тыс. *т*.

В бассейне Лейстершира вестфальский ярус несогласно залегает на кембрии. Известны 38 угольных пластов с 28,65 *м* угля. Запасы 1913 г. 2 494 374 тыс. *т* добыча 1924 г. — 3 205 тыс. *т*. Во всей этой полосе преобладают жирные и газовые угли.

В западной группе имеется на севере (Флинтшир-Денбигшир) еще одна полная карбоновая серия. Жирные и богатые газом угли находятся в 12—17 пластах в 17,7—18,6 *м* общей мощности. Запасы — 2 535 714 тыс. *т*, добыча 1924 г. — 3 505 тыс. *т*. Далее на юге находится ряд меньших бассейнов (Колбрукдэл, Уайрский лес, Шрюсбёри — Шропшир), в которых в сущности представлены лишь стаффорд и рэдсток, несогласно залегающие на гораздо более древних слоях. Здесь выходит до 7 угольных пластов. Запасы — 364 927 тыс. *т*, добыча 1924 г. — 832 000 *т*.

Ирландия. Если оставить в стороне южные месторождения Лейнстера и Типперэри, которые следует считать относящимися к арморикапской предгорной впадине, то в Ирландии можно назвать три месторождения, по величине и пространству однако несравнимые с английскими:

1. Угленосный бассейн Балликэстля на северо-западе острова с многими угольными пластами нижне-карбонового возраста; в них можно видеть продолжение шотландской группы бассейнов. Запасы исчисляются в 13 720 тыс. *т*.

2. Угольные месторождения Лоф-Нэф (Тайрон), принадлежащие к нижним и средним продуктивным свитам. Здесь лежит до 12 пластов с 13,1 *м* (приблизительно) наибольшей общей мощности. Общие запасы в 1913 г. определялись в 97 120 тыс. *т*.

3. Месторождения Лоф-Аллен (Аригна) в центре ирландского каменноугольного покрова. Известно до 3 пластов угля в самом верхнем отделе каменноугольной системы. Запасы — 5 136 тыс. *т*.

Ирландские месторождения образуют небольшие сохранившиеся в мульдах эрозионные реликты от прежнего значительно более широкого распространения. В трех названных областях добыча в 1924 г. достигала 12 502 тыс. *т*.

Общие запасы угля британского шельфа за исключением арморикапской предгорной впадины равняются таким образом 94 млрд. т.

Железные руды *(II, 89, 90, 97)*. В первую очередь следует назвать ввиду их широкого распространения карбоновые железняки, которые встречаются очень часто в непосредственной связи с угольными пластами и в сущности имеются во всех крупнейших

угленосных бассейнах. Эта осадочная группа железных руд составляет даже в настоящее время огромнейший резерв, хотя выработка их значительно понизилась, так как 30—33% Fe, а иногда и меньше, содержащиеся в рудах, при современных условиях счи-

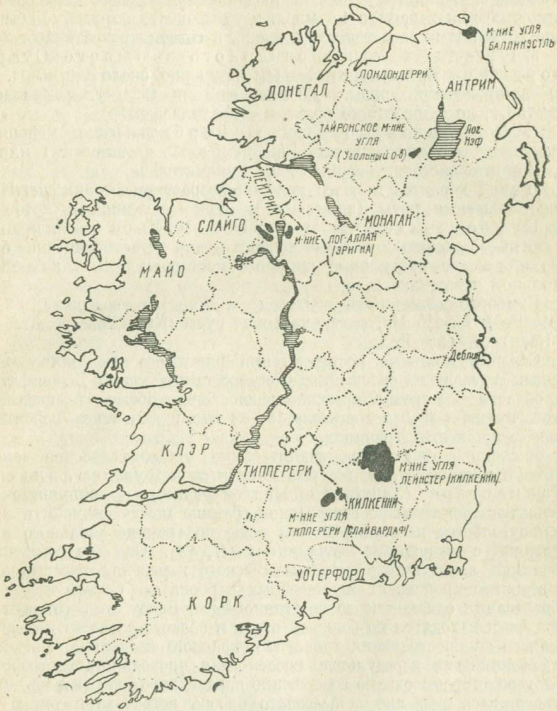


Рис. 58. Угольные месторождения Ирландии. По Колю.

таются едва ли оправдывающим себя источником железа. В качестве важнейших месторождений следует назвать:

1. Шотландские «черные полосы» (Блэкбэнды), которые выходят в верхних и нижних продуктивных слоях (Coal measures) (первые в 1,22 *м*, вторые 0,60 *м* мощности) и разрабатываются особенно усиленно в центральном и восточном бассейнах.

Запасы 30-процентной руды вероятно доходят примерно до 8 млрд. *т*. Они ранее все вместе дали 110 млн. *т* (1913 г. еще около 600 000 *т*). Добыча теперь гораздо меньше (1924 г. — 56 600 *т*).

2. Глинистые известняки Нортумберлэнда и Дёрхэма (Рэдсдэл и Бэллингэм) тоже в продуктивном карбоне. Здесь видимо имеются запасы в 1,5 млрд. *т* 35-процентной руды. Добыча еще до войны была невелика, а теперь и совсем прекратилась.

3. Глинистые железняки северного и южного Стаффордшира представляют запасы примерно около 2,9 млрд. *т* 30—33-процентной руды. Добыча еще в 1924 г. равнялась 424 750 *т*, но с довоенного времени сократилась вдвое.

4. Месторождения Йоркшира, Дербишира и меньшие залежи в срединных округах. Запасы и здесь превышают 1 млрд. *т*; добыча в настоящее время очень незначительна.

Другой характер и более молодой возраст имеют *эпигенетические железные руды* (шпатовые и бурые железняки), которые в Кумберлэнде и в северном Уэльсе проявляются в связи с свинцово-цинковыми рудами и как метасоматические более или менее правильные жильные месторождения в каменноугольном известняке.

Кумберлэндские руды (Олстон и Уэрдэл) содержат 38—40% Fe и 2—3% Mn, северо-уэльские руды (Кум, Дайзёрс, Тай'н-и-Кэан) 30—45% Fe.

Сходные жильные месторождения шпатового железняка известны в девонских отложениях Соммерсета и северного Девона, т. е. в области собственно арморикайской зоны. Добыча в пределах этой группы в 1913 г. достигала 13—14 тыс. *т*, да и теперь вероятно колеблется в этих границах.

Несколько иного типа значительные метасоматические *гематитовые месторождения*, которые находятся в Кумберлэнде и Ланкастере (Уайтхавн и Миллом-Фёрнес), с достопримечательным залеганием по несогласной границе между силуром и каменноугольным известняком или реже по границе угольного известняка с «жерновым песчаником» (*II*, 89). Они без сомнения возникли в результате метасоматического изменения известняков и вероятно происходят из железных карбонатов. Способ и время образования однако твердо не установлены. Ввиду того что месторождения находятся по большей части в области древнего и современного распространения триасового красного песчаника, считали их возникшими в результате воздействия нисходящих растворов; с другой стороны однако совершенно справедливо указывалось, что относящиеся сюда жилы железного блеска встречаются также и в более древнем палеозое, что говорит скорее за восходящие растворы. Но говорить об этом следует с осторожностью, так как возраст минерализации может оказаться значительно более молодым. Руды содержат 50—58% Fe при 16—7% кремнекислоты; они бедны фосфором и серою. Добыча 1924 г. равнялась 1 070 500 *т*.

Следует отметить, что руды подобного типа имеются еще на юге в области арморикайской предгорной впадины (южный Уэльс, Динский лес); о них вкратце еще будет говориться в дальнейшем.

Свинцово-цинковая рудная группа (с баритом, флюоритом, медью, серебром и золотом). Объединение всего этого комплекса возможно лишь при условии, что ни единство возникновения, ни единство возраста их нельзя считать твердо установленными (ср. стр. 162). При рассмотрении отдельных округов легко можно видеть, что и характер месторождений и парагенезис имеют очень значительные различия. Отдельные типы следует поэтому разбирать особо.

Северные нагорья Шотландии *(II, 98)*. По южному краю северных нагорий выступают в метаморфических породах (Ислэй, Лою-Файн, Тиндрём) и в гранитах (Стронциан в Аргиллшире) свинцово-цинковые жилы, иногда содержащие немного меди, серебра и золота. В настоящее время значение этих месторождений невелико. В 1924 г. только в Тиндрёме было добыто 82 *т* PbS. Содержание свинцового блеска здесь до 8%, а цинковой обманки — 4%. Остальные месторождения не содержат цинковой обманки, зато в них есть медь и серебро. О возрасте жил трудно сказать что-нибудь определенное. Теоретически конечно возможен докарбоновый возраст; однако комплекс похож на тот, что имеется в северной Англии, где жилы несомненно моложе.

Южные нагорья. Здесь известны несколько более значительные жилы свинцовых и цинковых руд в силуре Уонлокхэда (Квенсберри), Лидхилле (Ланарк) и Кирккудбрайтшире (*II, 91, 98*). Тут же имеется немного серебра, а иногда меди, никеля и мышьяка. Барит часто образует жильную массу, а также выходит в виде самостоятельных частично выработанных жил (рудник Гласс-Уотер в Айршире). В Дёмфришшире (рудник Луиза) в свинцово-цинковых жилах содержится антимонит. Здесь тоже о возрасте трудно сказать что-либо определенное, так как аналогия с месторождениями северной Англии вполне вероятна. В настоящее время разрабатывается лишь Лидхилл (1924 г. — 3 900 PbS с 81% Pb, 4 *т* ZnS с 40% Zn). Удается добыть еще немного серебра. Расцвет добычи падает на XVIII столетие.

Северо-английский округ (Кумберлэнд, Нортумберлэнд, Дёрхэм, Дербишир и Иорк). Эта рудная область, охватывающая озерный район и Пеннинскую цепь, еще и теперь является важнейшею в Англии; здесь вместе с тем больше всего можно говорить о точном возрасте и образовании жил (*II, 81, 85, 96*). Рудные жилы связаны со сбросами и выступают главным образом в нижнем карбоне, причем они богаче всего в известняках, а в сланцах и песчаниках почти всегда становятся пустыми. Метасоматические процессы образования часто можно установить. Жильным веществом является прежде всего барит, разрабатываемый также из самостоятельных жил, затем кальцит, кварц и флюорит. Серебро содержится в жилах почти постоянно. В меньшем количестве встречаются медный и серный колчеданы, Ni и Co-содержащий магнитный колчедан. Различается несколько жильных систем: жилы «рэк» (Rake) ВЗ простирания с наибольшей рудоносностью; поперечные жилы «(cross-veins») — СЮ простирания, диагональные жилы («quaterpoint»), не имеющие большого зна-

чения; пластовые жилы («flats»), приобретающие особенное значение на юге. Жилы несомненно находятся в связи с позднекарбоновой системой излияний Уинской гряды. Холмс *(II, 52)* недавно отметил, что возраст минерализации определяется тем, что жилы прорывают верхний карбон, а обломки барита и флюорита попадаются в самой нижней перми. Минерализация следовательно в этой области без сомнения связана с позднепалеозойскими разломами, однако и в перми она продолжается в ослабленном виде. Как далеко это распространяется в другие районы, пока еще твердо не установлено. В частности об этих районах должно сказать следующее.

В северной части залегание относительно сложное; в Кумберлэнде-Уэстморлэнде жилы спускаются в древний палеозой (борроудэлскую серию и скиддавский сланец) и содержат там медь или же превращаются в чисто медно-рудные жилы, значение которых однако только в прошлом. Серебра содержится до 300 *г* на тонну. Следует упомянуть здесь еще жилы вольфрамовой руды, которая ассоциирована с мышьяком, цинком и оловом. В Нортумберлэнде жилы содержат до 8% Pb, 2% Zn, 200 *г* серебра на тонну, в Дёрхэме 25% PbS и ZnS, 150 *г* серебра на тонну. На юге (Дерби) залегание проще и отличается образованием пологих метасоматических пластовых жил. В связи с свинцово-цинковыми рудами, которые продолжаются и в прилегающих частях Стаффордшира и Шропшира, выполняя там более или менее неправильные метасоматические пустоты в каменноугольном известняке, выступают иногда и медные руды. Они связаны с большими глубинами и повидимому несколько старше. Ныне они почти выработаны. Добыча 1924 г. дала: северный округ: 6 700 *т* PbS с 80% Pb, 707 *т* ZnS с 42% Zn, 16 340 *т* барита; южный округ (Дерби): 3 675 *т* PbS с 80% Pb, 400 *т* ZnS с 37% Zn, 5 180 *т* барита. Добыча флюорита всей области в целом достигала 50 260 *т*. В общем здесь добыча не так сильно снизилась, как в других областях.

Остров Мэн *(II, 82, 84)*. В древне-палеозойских сланцах (манкских сланцах, Manx Slates) и в граните встречаются богатые серебром галенитовые жилы с небольшим количеством меди. Три копи (Фоксдэл, Лэкси и Снэфелл) дали в 1924 г. 121 *т* PbS (77%) и 1 043 *т* ZnS (49%). Соответствуют ли эти месторождения северо-английским, еще совершенно неясно. Связи с гранитом как будто нет.

Северный Уэльс. На севере (Флинт и Денбиг) выступают очень чистые свинцовые и цинковые руды в каменноугольном известняке и «жерновом песчанике»,[1] в верхнем карбоне жилы пусты. Имевшая до войны большое значение добыча в настоящее время очень ничтожна *(II, 82, 83)*.

Важнее руды в западной части области, правда имеющие несколько иной характер *(II, 88)*.

---

[1] Они спускаются в готландий, где видимо имеется несколько большее содержание меди.

В Кардигане и Уэстмонгомери в кембрийских и ордовицких сланцах и песчаниках встречаются жилы, выполненные сланцевой брекчией и кварцем. Наряду с обилием пирита они содержат богатые серебром свинцовые руды, цинковую обманку и иногда халькопирит. Жилы связаны с системою ВЗ нарушений, которые во всяком случае несколько моложе, нежели главная фаза каледонского орогенеза. Ранее весьма значительная добыча серебра ныне очень сильно снизилась (в 1913 г. еще 555 *кг* серебра). В 1924 г. было добыто 91 *т* PbS и 182 *т* ZnS. Вопрос о том, соответствует ли эта жильная система по времени своего образования северо-английской, пока еще не разрешен.

В Мэрионете, Карнарвоне, а также на Энглси известен опять-таки новый тип руд. В золотоносном районе Долгелли выступают кварцево-кальцитовые жилы с медными рудами и золотом в древнем палеозое (от лингуловых песчаников до нижнего ордовикия). С золотом связаны теллуристые и висмутовые соединения. В Глаздирском медном руднике медь встречается в виде вкраплений в сланцах. Золотодобыча в 1913 г. дала 3,8 *кг* россыпного золота и 23 *кг* золота из медных руд. На Энглси (копи Парис) встречаются в силурийских сланцах разрушенные полевошпатовые породы, в зонах подвижек импрегнированные медными рудами; наряду с последними жилы содержат пирит и минералы свинцово-цинково-серебряной группы. Ранее очень значительная добыча меди в 1924 г. дала только лишь 60 *т* (66-процентной медной руды).

Возраст жил Кардигана, Мэрионета и Энглси едва ли можно установить с точностью. По Гринли, минерализация происходила во время или сразу после каледонского горообразования. Следовательно возможно, что и в Уэльсе перед нами частично более древние месторождения.

Срединные земли (*II*, 84). В Шропшире, в ландейло и в несогласно перекрывающем готландии встречаются жилы северо-западного простирания, содержащие иногда один лишь барит, а иногда и галенит и цинковую обманку с серебром (80 *г* на тонну).[1] По характеру они кажутся соответствующими жилам северного Уэльса. Добыча свинца и цинка сильно сократилась (1924 г. — 45 *т* PbS, 18 *т* ZnS). Только барит добывается все еще в больших количествах (18 100 *т*).

Ирландия. Тип месторождений — сходный с английским, добыча же главным образом в прошлом (*II*, *1*).

В Лейнстерской цепи в граните встречаются жилы свинцового блеска с небольшим количеством цинка и серебра (Гленда-лёф, округ Уиклоу). В окружающих силурийских сланцах (Уэксфорд-Авока, Уотерфорд-Бонарк) выступают медные руды, связанные с серным колчеданом; так как эти жилы должны быть древнее, чем руды Корнуола, то можно думать, что здесь минерализация относится к более древнему циклу.

[1] Далее к востоку выступают (по ту сторону большого сброса) медные руды в докембрии, которые быть может принадлежат к более глубокой зоне (первичные глубинные различия). Сопровождающий их тяжелый шпат может быть и вторичным.

В центральной плите каменноугольного известняка и по западному ее краю известно несколько метасоматических и жильных свинцово-цинковых месторождений, которые вполне соответствуют северо английскому типу (серебряный рудник Нейаф, Эннис-Миллтоун, Аббейтоун, Оутерард); достойной упоминания добычи не имеется.

ЛИТЕРАТУРА

Конечно нет никакой возможности собрать здесь всю английскую литературу полностью.[1] Ссылок на только что появившуюся «Геологию Англии» Ивэнса и Стёббфильда к сожалению дать было невозможно.

Общие труды и карты

1. Cole, G. A. and Hallisay, T. Handbook of the geology of Ireland. Dublin, 1924.
2. Evans, J. W. и др. The british Isles. Handb. reg. Geol. VIII, 1, 20, 1917.
3. Geikie, A. Karte von England und Wales 1 : 633 600. London, 1897.
4. Geolog. Survey of Great Britain. Reports of anual progress. Ежегодные отчеты о новых исследованиях.
5. Geolog. Survey. Карты 1:10 560, 1:63 360, 1:253 440, 1:1 584 000.
6. Geology in the field. Jubilee volume of the geol. Assosiation, 1909—10.
7. Jukes-Browne, A. The building of the british isles. London, 1922.
8. Stamp, L. D. An introduction to stratigraphy. London, 1926.
9. Standfords geol. atlas of. Great Britain and Ireland. 3 изд., 1914.
10. Woodward, H. B. Geology of England and Wales. London, 1897.

Важнейшие использованные специальные работы

11. Andrew, G. The Llandovery rocks of Garth (Brecon). Quart. Journ. 81, 1925.
12. Andrew, G. and Jones, O. T. The relation between the Llandovery rocks of Llandovery and those of Garth. Quart. Journ. 81, 1925.
13. Bayley, F. B. On the structure of the SW Highlands of Scotland. Quart. Journ. 78, 1922.
14. Barrow, Hinxmann and Cunningham-Craig. The geology of the upper Strathspey, Gaick and the forest of Atholl. Mem. geol. Surv. Scot. 64, 1913.
15. Bisat, W. The carboniferous goniatites of the north of England and their zones. Proc. Jorksh. geol. soc. 20, 1924.
16. Boswell, P. G. A contribution to the geology of the eastern part of the Denbigshire Moors. Quart. Journ. 82, 1926.
17. Cobold, E. S. On some small trilobites from the cambrian rocks of Comley, Shropshire. Quart. Journ. 66, 1910.

[1] Поэтому прежде всего надо указать на помещенные в начале списка сводки, сопровождающиеся большими библиографическими справками (особенно на № 2).

18. Cobboid, E. S. The cambrian horizons of Comley (Shropshire). Quart. Journ. 76, 1920.
19. Cox, A. The geology of Cader Idris range. Quart. Journ. 81, 1925.
20. Cox, A. and Wells, A. The lower paleozoic rocks of the Arthey-Dolgelly district, Merionetshire. Quart. Journ. 76, 1920.
21. Crookall, R. On the fossil flora of the Bristol and Somerset coal field. Geol. Mag. 62, 1925.
22. Davies, K. A. On the geology between Drygarn and Abergwesyn (Brecon). Quart. Journ. 82, 1926.
23. Davies, K. A. and Trueman, A. A. revision of the non marine lamellidranchs of the coal measures and a discussion of their zonal sequence. Geolog. Soc. London, 1926.
24. Dixey, F. The relation of the coal measures to the lower carboniferous rocks in the Clapton-Clevedon district, Somerset. Geol. Mag., 6, 1915.
25. Dixey, F. and Sibley,, Th. The carboniferous limestone series of the south eastern margin of the South Wales coalfield. Quart. Journ. 73, 1918.
26. Edmonds, C. The carboniferous limestone series of West Cumberland. Geol. Mag. 59, 1922.
27. Elles, G. L. The geol. structure of Ben Lawers and Meall Corranaich (Perth). Quart. Journ. 82, 1926.
28. — The Bala country. Quart. Journ. 78, 1922.
29. Elles, G. L. and Slater. The highest silurian rocks of the Ludlow distr. Quart. Journ. 62, 1906.
30. Elles, G. L. and Wood. British graptolites. Paleontol. soc. I, 50—1901, II, 56—1902, III, 57—1903, IV, 58—1904, V, 60—1906, VI, 61—1907, VII, 62—1908, VIII, 64—1910, IX, 66—1912, X, 67—1913, XI, 70—1916.
31. Fearnsides, W. Geology of N. Wales. Geol. Assoc. 1910.
32. Foord, A. The relation of the Edale shales to the carboniferous limestone in N. Derbyshire. Geol. Mag. 62, 1925.
33. — Monograph of the carboniferous cephalopods of Ireland. Paleont. Soc., 1901, 1903.
34. Frödin, G. On the analogies between the Scotish and Scandinavian portions of the caledonian mountain range. Bull. geol. Inst. Upsala, 18, 1922.
35. Geikie, A. The ancient volcanoes of Great Britain. London, 1897.
36. — The scenery of Scotland. London, 1901.
37. — Geol. map. of Scotland. Edinburgh, 1910.
38. — The old red sandstone of western Europe. Edinburgh, 1878.
39. Gilligan, A. The petrography of the millstone grit of Yorkshire. Quart. Journ. 75, 1920.
40. George, F. The avonian succession of a portion of the north crops of the South Wales coalfield. Quart. Journ. 83, 1927.
41. Goodchild, J. The older deutozoic rocks of North Britain. Geol. Mag. 1, 1904.
42. Green. J. N. The geol. structure of the St. Davids area (Pembroke). Quart. Journ. 64, 1908.

43. Green, J. N. The structure of the Bowmore-Portaskaig district (Islay). Quart. Journ. 80, 1924.
44. — The geol. structure of the Lake district. Proc. geol. assoc. 31, 1920.
45. Greenley, E. The geology of Anglesey. Geol. Survey Mem., 1919.
46. — On the succession and metamorphism in the Mona complex of Anglesey. Quart. Journ. 79, 1923.
47. Gregory, I. W. The problems of the south Western Highlands. Trans. geol. soc. Glasgow, 14, 1910.
48. — Moine Pebbles in the torridonian conglomerates. Geol. Mag., 1915.
49. Groom, T. The sequence of the cambrian and associated beds of the Malvern Hills. Quart. Journ. 58, 1902.
50. Hind, W. and Howe, J. The geol. succession and paleontology of the beds between the millstone grit and the limestone massiv at Pendle Hill. Quart. Journ., 1901.
51. Hind, W. On the distribution of the british carboniferous goniatites. Geol. Mag. 6, 1918.
52. Holmes, A. The age and composition of the Whin Sill of the North of England. Mineralog. Magaz. 21, 1928.
53. Jehu, R. M. The geology of the district around Towyn and Aberggnolwyn (Merioneth). Quart. Journ. 82, 1926.
54. Jones, O. The valentian series. Quart. Journ. 57, 1921.
55. Kidstone, R. Fossil plants of the carboniferous rocks of Great Britain. Mem. geol. surv. Gr. Br., 1924, 1925.
56. Lake, P. A monograph of the british cambrian trilobites. Paleont. Soc. 1906, 1907, 1908, 1912, 1917.
57. Lankester, E. and Traquair, R. H. A monograph of the fishes of the old red sandstone of Britain. Paleont. Soc. 1867, 1869, 1894, 1904, 1906, 1913.
58. Lapworth, H. The silurian sequence of Rhayader. Quart. Journ. 56, 1900.
59. Mc Nair, P. Geology and scenery of the Grampians. Glasgow, 1908.
60. Marr, J. E. Lake district (Geol. of the field). Geol. Assoc. Jubil. Vol., 1910.
61. Conditions of deposition of the stockdale shales of the Lake district. Quart. Journ. 81, 1925.
62. Morris, Th. and Fearnsides, W. The stratigraphy and structure of the cambrian Slate belt of Nantle (Carnarvon). Quart. Journ. 82, 1926.
63. Nicholas, T. Ch. The geology of the St. Tudwal peninsula (Carnarvon). Quart. Journ. 71, 1915.
64. Parkinson, D. The faunal succession in the carboniferous limestone at Clitheroe and Pendle Hill. Quart. Journ. 82, 1926.
65. Peach, Horne and And. The geology of central Rosshire. Mem. geol. surv. Scot. 82, 1913.
66. — The geology of the Fannich mountains and the country around upper Loch Maree and Strath Brom. Mem. geol. surv. Scot. 92, 1913.
67. — The silurian rocks of Scotland. Mem. geol. surv. Gr. Br., 1899.
68. — The geol. structure of the NW Highlands of Scotland. Mem. geol. surv. Gr. Br., 1907.

69. Reynolds, S. Further work on the igneus rock associated with the carboniferous limestone of the Bristol district. Quart. Journ. 72, 1917.
70. — The igneous rocks of the Torthworth inlier. Quart. Journ. 80, 1924.
71. Reynolds, S. and Smith, St. The old red sandstone and avonian succession at Westbury-on Trym. Geol. Mag. 62, 1925.
72. Tilley, C. E. Metamorphic zones in the southern Highlands of Scotland. Quart. Journ. 81, 1925.
73. Vaughan, A. Correlation of Dinantian and Avonian. Quart. Journ. 71, 1915.
74. Wells, A. The geology of Robell Fawr district. Quart. Journ. 81, 1925.
75. Whidborne, G. The devonian fauna of the south of England. Paleont. Soc. 1892—1907.
76. Wills, L. J. and Smith, B. The lower paleozoic rocks of the Llangolen district with spec. réference to the tektoniks. Quart. Journ. 78, 1922.
77. Wilmore, A. The structure of the northern Pennines. Geol. Mag. 3, 1910.
78. Woods, E. G. and Grossfield, M. C. The silurian rocks of the central part of the Clwydian range. Quart. Journ. 81, 1925.

Изучение месторождений

79. Andrews, A. The geology of the Dolgelly gold-belt. Geol. Mag., 1910.
80. Berg, G. Die schottischen Ölschiefer. Z. f. pr. G., 1914.
81. Carruthers, R. Lead and Zink ores of Durham, Yorkshire and Derbyshire. Spec. rep. min. res. 26, 1923.
82. Dewey, H. Copper ores of the Midlands, Wales, the Lake district and the isle of Man. Spec. rep. min. res. 30, 1925.
83. Dewey, H. and Smith, B. Lead and zink ores in the precarboniferous rocks of west Shropshire and North Wales. Spec. rep. min. res. 23, 1922.
84. Dewey, H. and Eastwood, T. Copper ores of the midlands Wales, the Lake district and the Isle of Man. Spec. rep. min. res. 30, 1925.
85. Eastwood, T. Lead and Zink ores of the Lake district. Spec. rep. min. res. 22, 1921.
86. Finlayson, A. M. The metallogeny of the British Isles. Quart. Journ. 66, 1910.
87. — Problems of ore deposits in the lead and zink veins of Great Britain. Quart. Journ., 66, 1910.
88. Jones, O. T. Lead and zink ores. Mining district of N. Cardiganshire and W. Montgomeryshire. Spec. rep. min. res. 20, 1922.
89. Kendall, J. The haematite deposites of Whitehaven and Furness. Transact. Manchester. Geol. Soc., 13, 1876.
90. Hallimond, A. F. Iron ores, bedded ores of England and Wales. Spec. rep. min. res. 29.
91. Mittchell, J. The Wanlockhead lead mines. The mining magasine, 21, 1919.

92. Phillipps and Louis. A treatise on ore deposits. London, 1896.
93. Rudler, F. W. A handbook to the minerals of the British Islands. Mem. geol. surv., 1905.
94. Smith, B. Haematites of W. Cumberland, Lancashire and the Lake district. Spec. rep. min. res. 8.
95. — Lead and zink ores in the carboniferous rocks of N. Wales. Spec. rep. min. res. 19, 1921.
96. — Lead and zink ores of Northumberland and Alston Moor. Spec. rep. min. res. 25, 1923.
97. Cantrill, C. Sibley, T. и др. The iron ores. Spec. rep. min. res. 8, 9, 10, 11, 12, 13, 1919—1924.
98. Wilson, G. The lead, zink, copper and nickel ores of Scotland. Spec. rep. min. res. 17, 1921.

ВАРИССКАЯ СТРУКТУРА

Под названием вариссид следует понимать всю совокупность молодых палеозойских гор Средней Европы, т. е. варисскую и американскую дуги Э. Зюсса или герциниды романской терминологии. Правильность применения этого термина для данного понятия может быть обоснована только в конце этого тома.

Вариссиды Средней Европы подходят на западе, т. е. в Корнуоле и в южной Ирландии, непосредственно к каледонидам. Дальше к востоку между этими двумя элементами фундамента вклинивается балтийский щит и датско-германская впадина. Балтийский щит подробно рассмотрен уже в I томе, в датско-германской впадине палеозой лежит очень глубоко, и все суждения о нем могут быть только косвенными. Необходимой предпосылкой таковых является знакомство с краями впадины, которые обнажены только на севере (Шонен). Южный край представляет собою именно варисские горы, синтез которых является предпосылкой исследования фундамента северо-германской впадины. Поэтому нам придется вернуться к этому вопросу в конце второго тома.

Как было уже подробно выяснено в I томе (стр. 51—56), варисские горы Средней Европы распались в результате мезозойско-третичной (саксонской) тектоники на отдельные глыбы, связь которых не обнаруживается на поверхности. Можно указать семь наиболее крупных видимых элементов фундамента:

1. Арморика (Бретань, Нормандия, Корнуол, южная Ирландия).
2. Центральное плато Франции.
3. Рейнские горы с Арденнами.
4. Верхне-рейнский массив (Спессарт, Оденвальд, Пфельцервальд, Шварцвальд и Вогезы).
5. Гарц и его палеозойская предгорная область (форланд).
6. Богемский массив в широком смысле, т. е. включая Тюрингию, Саксонию и Судеты.
7. Польские горы.

Границы этих элементов дают лишь грубое совпадение с границами палеозойской структуры. Так видно например, что четыре северных элемента охватывают в основном неметаморфические внешние зоны, тогда как три южные представляют собою преимущественно метаморфическую внутреннюю часть. Но и в глубину разница весьма существенна, и фундамент каждой из этих глыб имеет свой особый отпечаток. Поэтому совершенно необходимо проанализировать каждую из этих семи глыб в отдельности, прежде чем браться за синтез всей структуры.

АРМОРИКАНСКАЯ СТРУКТУРА

1. ГРАНИЦЫ

В этой главе будет рассмотрена большая западная дуга каменноуол и Девон) и северо-западную Францию (Бретань—Нормандия). шие ингрессии Атлантического океана делят эту область на три отдельные части — южную Ирландию, юго-западную Англию (Корнуол и Девон) и северо-западную Францию (Бретань — Нормандия). Но прежняя связь подчеркивается строением островов канала (Гернсей и Джерсей).

В целом эта масса представляет собою плато, сравнительно низкое во Франции (300—350 *м*) и несколько более высокое в Англии и Ирландии (560 и до 1 040 *м*), внутренняя структура которого сильно затемняется позднейшим выравниванием, но у западного края плато это еще ясно выражено в сложных очертаниях риасовых берегов. На востоке и на юге, в Девоншире, Нормандии и в районе нижней Луары, эта область погружается под мезозойский покров Парижско-Лондонского и Аквитанского бассейнов, а на севере она отделяется бристольской карбоновой мульдой от каледонид Уэльса, которые далее к западу в Ирландии пропадают под непрерывной каменноугольной плитой.

В пределах этой полосы представлены как внешний пояс, так и внутренние зоны каменноугольных гор. Неоднократно подчеркивалось общее направление складок с ЗСЗ к ВЮВ, так называемое «армориканское простирание», но такое толкование приемлемо лишь для схематического обзора. В сущности эта структура представляет собою пучок складок, расходящихся веерообразно к востоку и сходящихся под острым углом в Бресте, причем возраст отдельных элементов довольно различный. Эти горы тоже не монолитны, но элементы исторического развития поверхности не совпадают с современными границами, и наш обзор строится поэтому на одновременном рассмотрении политически разрозненных частей.

2. СТРАТИГРАФИЯ

Докембрий (*III, 5, 7, 8, 13, 46, 58*). Докембрийские образования представлены только в Бретани и Нормандии, причем наиболее ясно выражен горизонт филлитов Сен-Ло, или брioверский горизонт (Барруа). Это свита филлитов, песчаников и конгломератов, в которых Кайё нашел не вполне ясные остатки радиолярий и игл губок. В конгломератовых горизонтах встречаются главным образом филлитовые и кварцитовые компоненты, а также галька двуслюдяного гранита (Сессон), известного здесь и в коренных выходах. Интересно отсутствие гнейсовых компонентов. Особой фацией брioвера можно считать прослои основных пород (порфиритов, диабазов, зеленых сланцев, пироксеновых роговиков, амфиболитов), которые встречаются в Трегорруа (северная Бретань). Несколько

более молодыми по возрасту могут быть некоторые амфиболовые граниты (Бриёк) (содержание амфибола в которых обусловлено контактом с этой серией филлитов), встречающиеся в кембрии в виде гальки. Таким образом, эта фаза изверженний продолжается вплоть до кембрия.

В южной Бретани имеется значительно сильнее метаморфизованный комплекс, связанный повидимому стратиграфически с бриовером и представляющий собою возможно метаморфическую фацию этого последнего. По Барруа (*III*, *13*), в нем можно различить нижний отдел слюдистых сланцев (Одьерн), который находится в инъекционной связи с гранито-гнейсами (Кэмперлé). Вышележащие слои образованы углистыми хлоритовыми сланцами и силлиманитовыми сланцами, богатыми ставролитом, гранатом и магнитным железняком (Schistes à minéraux de Croix). Этот горизонт переходит повидимому вполне согласно в слабо метаморфизованный верхний горизонт бриовера.

Архей в Бретани не обнаружен. Метаморфизм альгонкских слоев вызван повидимому гранитами и гранито-гнейсами, частью докембрийскими (Бриёк), частью же может быть и более молодыми (? каледонскими). Метаморфическая фация этой серии соответствует вероятно юго-западному краю Центрального плато.

При сравнении с другими районами нужно вспомнить прежде всего об аналогии с «небидием» южного Уэльса, на которую давно уже указывал Биго; там также встречается изверженная свита.[1] Далее обращает на себя внимание сходство с альгонкской доспилитовой серией Богемии, но пока нельзя итти дальше этих чисто петрографических сравнений.

Кембрий лежит на складчатых альгонкских отложениях несогласно и трансгрессивно. В пределах арморикапской глыбы эта серия представлена опять-таки только в Бретани и Нормандии, причем развитие ее здесь очень неполное, и она почти лишена ископаемых. Кембрий отсутствует, как подчеркивал Биго, в одной из центральных глыб Нормандии, где нижний силур трансгрессирует непосредственно на альгонкские слои (*III*, *9*). Здесь проходит более древний массив с ВЗ простиранием. В крае этого массива кембрий представлен только грубокластической фацией, и лишь в некотором отдалении появляется более разнообразная серия.[2]

Полностью эта свита может быть представлена, по Биго и Сюдри, сверху вниз следующим образом (не считая неоднократных местных изменений) (*III*, *18*):

---

[1] В Корнуоле и Девоне имеется небольшой выход слюдистых сланцев, кварцитов и гранито-гнейсов с амфиболитами и серпентинами (Лизард, Старт-Пойнт), который Бонней считает древним, между тем как некоторые другие исследователи считают его метаморфизованным палеозоем (*III*, *23*).

[2] В юго-восточной Бретани (Анжер) кембрий отсутствует на востоке, к западу же мощность его возрастает; здесь можно различить внизу конгломераты, а над ними — пестрые сланцы с *Lingula*. Дальше к югу лежит мощная серия аркозов и сланцев (schistes de Bains) неопределенного возраста, которая охватывает может быть также и более высокие и более низкие горизонты.

Крупнозернистые песчаники и аркозы с *Lingula crumena, Thomasina Criei* и следами червей (? верхний кембрий).
Пестрые, зеленые и красные сланцы и кварцевые филлиты с верхним известковым горизонтом Ст.- Реми (? средний кембрий).
Аркозы.
Красные сланцы с нижним известковым горизонтом (Лэз).
Красные конгломераты (poudingues pourprés).

Нижние горизонты красных конгломератов в разных местах не синхроничны, и согласно последним данным Биго они могут замещать разные отделы кембрия. Из вышележащих сланцевых отделов Биго (1927 г.) упоминает *Archaeocyathus* и *Ptychoparia*. Вулканическая деятельность в кембрии продолжалась. Барруа (*III, 15*) дает описание свиты из Трегорруа, состоящей из древних пироксеновых порфиритов, ортофиров и более молодых кварцевых порфиров и залегающей в пределах кембрийской серии; в Нормандии близ Экув также имеются кембрийские «микрогранулиты» и туфы, встречающиеся в виде гальки в армориканских песчаниках.

Ближайшие кембрийские отложения находятся в южном Уэльсе и в Арденнах. С южным Уэльсом можно установить много литологических связей,[1] но серия там полнее и содержит больше чисто морских членов (*III, 58*). Арденнский кембрий дает слишком мало опорных точек для сравнения. Прибрежные образования, в которых отсутствует местами верхний кембрий или присутствует изверженная фация, сильно напоминают Богемию.

Нижний силур. Тремадок отсутствует во всей области, и серия начинается армориканским песчаником (аренит).[2] Залегание его повидимому преимущественно несогласное в соответствии с доаренитскими движениями в Уэльсе. Биго упоминает о согласном залегании кембрия и силура только в Диеже, так что в армориканском песчанике, мощность которого колеблется от 50 до 500 *м*, местами могут быть представлены и более глубокие горизонты.

Нормальная нижне-силурийская свита слагается сверху вниз следующим образом:

Карадок. Верхний отдел представлен частью известняками (известняк Розан), содержащими *Orthis Actoniae, Triplesia spiriferoides* и т. п. У Бреста в этих слоях имеются включения изверженных пород и туфов. Глубже лежит свита песчаников и темных сланцев, частично замещающих друг друга. Принятый прежде термин «песчаники Мэй» («Grès de May») в настоящее время оставлен, так как он охватывает различные стратиграфические зоны. В отдельных случаях возможно дальнейшее подразделение. Так Керфорн и Барруа различают близ Лаваля и Ренн нижние песчаники с *Calymenella Bayani* (Шатильон) и вышележащие сланцы с *Trinucleus Seunesi* и *Tr. Pongerardi*. Близ Бреста на западе эквивалент можно ви-

[1] Там серия также начинается пестрыми конгломератами (группа Кейрфей), продолжается в сланцево-песчанистом среднем кембрии (Сольва-Меневий) и заканчивается в лингуловых песчаниках (см. выше, стр. 103—104).
[2] В этом отличие от Арденн.

деть в песчаниках От.-Жермэн сюр Иль (или кермёрский песчаник) с *Synhomalonotus Arago, Acaste incerta* и т. п.

Ландейло. Эта свита мощностью от 200 до 500 *м* обозначается обычно общим названием анжерских сланцев. Здесь также песчаная фация преобладает местами как вверху, так и внизу. Фауна этого яруса, который в общем характеризуется *Synhomalonotus Tristani*, не считая указанных ниже форм, характерных для отдельных зон, следующая: *Calymene Arago, Dalmanites macrophtalmus, D incertus, Homalonotus brevicauda, H. Oehlerti, H. Deslongschampsi, Illaenus Sanchezi, I. giganteus, Acidaspis Buchi, Asaphus nobilis, A. guettardi, Ogygites Desmaresti, O. glabratus, Cheirurus Guilleri, Lichas Heberti, L. Riberoi, Beyrichia busaccensis, Primitia simplex, Plumulites Fraternus, Hyolithes beirensis, H. triangularis, Bellerophon acutus, Pleurotomaria busaccensis, Nucula bohemica, Dolabra lusitanica, Redonia Deshayesiana, R. Duvaliana, Lyroderma gallica, Adrenaria reticulata, Lingula subgranulata, A. fissurata, Orthis budleighensis (III, 24).*

По Керфорн и Лебесконт, эту свиту можно подразделить на зоны (*III, 44*):

Черные сланцы Керармор, с *Trinucleus Bureaui.*

Черные сланцы Моргà, с *Placoparia Tourneminei* и *Asaphus contractus.*

Песчаник Керарвэйль.

Лионские слои, в которых Лебесконт различает еще верхние сланцы Коёйер, пятнистые сланцы с *Synh. Arago* и сланцы с *Synh. Tristani.*

Аренигг. У основания слоев с *Synh. Tristani* лежит граптолитовый горизонт с *Didymograptus Murchisoni, D. enodus, D. nanus, D. furcillatus,* тесно связанный фаунистически и фациально с тристановыми слоями. Местами выше него (в Нормандии), местами ниже залегает железорудный горизонт (гематит, ср. ниже), который распространяется на весь район.

Ниже находится в согласном залегании мощная серия армориканских песчаников с *Lingula Lesueuri, Dinobolus Brimonti, Asaphus, Actinodonta, Redonia, Ctenodonta, Bilobites, Scolithus.* Верхние горизонты соответствуют среднему аренигу; нижние аркозы и основные конгломераты (пудинги д'Эрпюи) с кембрийской галькой — немые и могут поэтому частично относиться еще к тремадоку; несогласное залегание в основании по большей части ясно выражено (*III, 9*).

Песчаная фация нижнего силура преобладает на северо-востоке, и в этом же направлении увеличивается мощность армориканского песчаника (500 *м* на севере против 50 *м* на юге). Пено (*III, 51*) дал недавно описание особой сланцевой фации близ Анжера, т. е. на юго-востоке Бретани, содержащей *Didymograptus (deflexus, V-fractus, hirundo, nitidus)* и представляющей собою неизвестную здесь до сих пор более глубоководную зону аренига, которая далее к северу замещает песчаники. Поэтому очень вероятно, что на СВ здесь была суша.

В Корнуоле в основании нижнего силура имеется вулканическая группа с шаровыми лавами и радиоляриевыми сланцами, над

нею кварциты, радиоляриевые сланцы и известняки со средне-ордовикской фауной *Cheirurus Sedgwicki, Synhomalon. Tristani, S. cambrensis, Phacops mimus* и т. д.[1] В триасовых конгломератах найдены еще и другие весьма типичные элементы тристановых слоев. Но в общем аналогии фаций и фаун уменьшаются к северу, так что в южном Уэльсе сходные ископаемые встречаются только еще у основания тристанового горизонта, характеризуемого *Didymograptus Murchisoni.*[2] Весьма существенно кроме того, что в Уэльсе в базисных горизонтах также имеется вулканическая серия мощностью до 900 *м* (на острове Скомер), в которой чередуются порфиры — мелафиры — оливиновые долерит-порфиры. В Бретани эта вулканическая серия несколько моложе. Верхняя ордовикская серия содержит однако в своей смешанной сланцево-известковой фации уже типично английские ископаемые.

В некоторых отношениях сродство с Богемией гораздо сильнее, а именно там, где тристановые слои с $d\gamma$ и d_2 содержат общие формы, да и самое залегание железных руд в $d\gamma$ также представляет собою аналогию. Мощность нижнего силура в районе Бреста определяется в 2 000 *м*.

Верхний силур. В Бретани верхне-силурийская свита мощностью до 500 *м* представлена внизу песчаниками, в середине кварцовыми сланцами, а наверху сланцеватыми битуминозными известняками. Она довольно тесно связана с Англией и с Богемией и поддается расчленению на основе граптолитов. Верхне-силурийская свита может быть изображена следующей схемой.

Нижний лудлоу. Битуминозные известняки и пятнистые известковые сланцы с *Bolbozoe.* Фауна в общем довольно постоянная и содержит: *Ceratiocaris bohemisa, C. inaequalis, C. cenomanense, Bolbozoe anomala, B. bohemica, Spirorbis Lewisi, Orthoceras styloideum, O. subanulare, Avicula Cybele, A. varians, A. matutinalis, Cardiola interrupta, Silurina robusta, Panenka humilis, Vlasta insons, Mytilus esuriensis, Rhynchonella deflexa.* Следующие руководящие формы позволяют, по Керфорну, выделить следующие зоны *(III, 44):*

10. *Avicula glabra, Posidonomya eugyra, Goniophora reluctans.*
9. *Monograptus clavulus.*
8. *M. Salweyi, Bolbozoe anomala, B. bohemica.*
7. *M. colonus, M. Nilsoni, Hyolithes simplex.*

Уэнлок (нижний салоп). Ампелиты[3] Полинье с преобладанием граптолитовой фации:

6. *Cryptograptus* cf. *rigidus, Monogr. priodon, M. dubius.*
5. *M. riccartonensis, M. dubius.*
4. *M. Jaekeli, Retiolites Geinitzi.*

[1] Fox, H. Transact. Geol. Soc. Cornwall, 12, 1899. — Usher, W. Geol. in the Field. Geol. Assoc., Jubil. vol. 1910.

[2] Надо заметить, что в Англии зона с *Didym. Murchisoni* причисляется к ландейло, между тем как под ним верхний аренниг характеризуется *Did. bifidus* и *nanus.* По Борпу, эти формы встречаются дальше к югу совместно; поэтому тристановый горизонт спускается своим основанием до аренига *(III, 24).*

[3] *Прим. ред.* Ампелит — черный глинистый сланец с углистым веществом и пиритом.

Таранион (верхний ландовери). Так называемые фтаниты[1] Анжу, приуроченные преимущественно к южной Бретани:

3. *Mon. exiguus, M. densum, Diplogr. palmeus.*
2. *Mon. lobiferus, Rastrites peregrinus, Climacograptus scalaris.*
1. Нижний ландовери. Песчаники Бури-де-Конт, почти немые; Керфорн упоминает *Rastrites Linnei* из Ренна.

Детальное подразделение проведено еще далеко не везде, но свита отвечает во многом английским и богемским условиям. 1—3 соответствует совершенно очевидно богемскому ярусу $e\alpha_1$, 4—7 ярусам $e\alpha_2$ и $e\alpha_3$, тогда как 8 и 9 представляют вероятно уже $e\beta$. Я считаю вполне возможным, что в 10 мы имеем дело уже с замещением $e\gamma$.[2]

У Ансени, по Пено, готландий лежит уже трансгрессивно на докембрийских пластах. В Англии (южный Уэльс и Корнуол) развитие верхнего силура в Армориканских горах очень мало исследовано.

В Корнуоле *(II, 2)* часть немых сланцев, в основании которых встречаются еще ордовицкие ископаемые, относится к верхнему силуру. В Уэльсе наблюдается местами отсутствие то верхних, то нижних верхне-силурийских горизонтов, и только дальше к северо-западу появляется вся свита полностью. Здесь имеются следовательно следы северо-восточного хребта, сдвинутого повидимому к северу по отношению к нижнему силуру.

Девон в разных районах весьма различен и должен поэтому рассматриваться отдельно для каждого района.[3] При этом мы будем двигаться с севера на юг.

В южном Уэльсе и в южной Ирландии имеется еще чисто терригенное развитие фауны древнего красного песчаника, которая была подробно рассмотрена выше. Песчаник залегает несогласно на складчатых каледонидах *(II, 2)*.

Дальше к югу в северном Девоншире имеется уже очень полная морская фация. Мы начинаем опять сверху:

Слои пильтон: серые сланцы с известняками; эта группа, отличающаяся смешанной фауной, может быть отнесена по крайней мере в своей верхней части к карбону.

Верхний девон. Слои бэгги и марвуд: серые и зеленые песчаники и сланцы с *Leptodomus constricta, Myophoria deltoides, Ctenodonta antiqua, Cucullaea unilateralis, Ptychopteria damnoniensis, Bellerophon subglobatus, Lingula squamiformis.*

Песчаники Пикуэль Даун со следами растений.

Сланцы Морте с пропластками известняков, в которых были найдены *Spirifer Verneuili;* возраст их частично еще не определен.

Сланцы Инфраком с пропластками известняков и случайными включениями туфов.

---

[1] *Прим. ред.* Фтаниты — плотные кремнистые породы.

[2] Пено относит эту свиту уже к верхнему лудлоу.

[3] Ископаемые: Collins, J. Transact. Geol. Soc. Cornwall, 1892, II. — Fox, H., там же, 1900, 1902, 1904, 1906.

Богатая фауна: *Stromatopora concentrica, Cystiphyllum vesiculosum, Cyathophyllum caespitosum, C. heliantoides, Pahypora cervicornis, Athyris concentrica, A. desquamata, Cyrtia heteroclyta, Merista plebeja, Orthis interlineata, O. striatula, Rhynchonella cuboides, R. pleurodon, R. pugnus, Spirifer canaliferus, Sp. curvatus, Sp. Verneuili, Sp. nudus, Orthotetes crenistria, O. umbraculum, Strophomena rhomboidalis, Megalodon cucullatus.* Часть этой свиты во всяком случае может быть отнесена к верхнему девону.

Средний девон. Песчаники Хэнгмэн: песчаники с моллюсками, не поддающимися определению, переходящие к югу в сланцы с *Stringocephalus burtini.* Эта свита заключает в себе повидимому весь средний девон.

Нижний девон. Слои линтон: сланцы с включениями песчаника; *Pteraspis, Spirifer primaevus, Sp. hystericus, Sp. canaliferus, Orthis arcuata, O. longisulcata, Chonetes sarcinulata, Orthothetes umbraculum, O. hypparionyx, Pterinea spinosa, Pt. fasciculata, Modiomorpha lamellosa, Megalodon cucullatus, Bellerophon striatus, Pachypora cervicornis, Alveolites suborbicularis.* Наверху встречаются еще *Orthis arcuata* и *Chonetes sordida.* Песчаники Форланда: немые красные и зеленые песчаники с красными глинами и случайными остатками растений *(Psilophyton).*

Эта свита довольно полная, но она содержит преимущественно литоральную фацию, приближающуюся к древним красноцветным породам. Характерно преобладание пелеципод. Только в нижней части верхнего девона начинает повидимому преобладать более глубоководная брахиоподовая фация.

К югу в южном Девоне и Корнуоле господствует уже более глубоководная фация:

Верхний девон. Верхний ярус: свита в основном сланцевая с известковыми прослойками, основными шаровыми лавами и радиоляриевыми сланцами.

Верхи сланцевой свиты (петеруин) содержат: *Phacops latifrons, Ph. granulatus, Entomis serratostriata, Sanguinolites elliptica, Bellerophon hiulcus, Clymenia* sp., *Ambocoelia urei, Orthis interlineata.*

Глубже лежат мергели и песчаники, в которых наравне с некоторыми перечисленными следует отметить еще следующие формы: *Proetus danhevidensis, Tornoceras lineare, Laevigites laevigatus, Clymenia undulata, Cl. striata, Actinopteria subradiata, Aviculopecten transversus, Posidonomya venusta, Buchiola retrostriata, Murchisonia angulata, Orthis resupinata, Atrypa desquamata, Rhynchonella acuminata, Rh. torquensis, Spirifer Verneuili, Orthotetes crenistria* и др.

Этот верхний ярус, который можно рассматривать как II—VI,[1] представлен в общем сланцами с *Buchiola, Posidonia, Entomis.*

[1] *Cheiloceras Verneuili* также упоминается.

Нижний ярус. Зона I представлена в верхней части известняками с *Manticoceras intumescens, Beloceras multilobatum*, а в нижней — сланцами с *Tornoceras auris, T. simplex, Anarcestes lateseptatus, Mimoceras compressum, Gephyroceras orbiculum, G. calculiforme, Orthoceras, Pleurotomaria turbina* и т. д. Они являются таким образом эквивалентами известняков Адорфа и сланцев Бюдесгейма.

Средний девон. В Корнуоле средний девон представлен сланцами с индиферентной фауной, тогда как в южном девоне (Плимут и Торкэй) имеется хорошо расчлененная свита, преимущественно известковая в верхней части, содержащая *Stromatopora, Acervularia Goldfussi, Cyathoph. helianthoides, Cystiphyllum vesiculosum, Pachypora cervicornis, Heliolites porosa, Stringocephalus burtini.* Глубже лежат темные сланцы с известняками, в которых наравне с некоторыми упомянутыми кораллами встречаются *Calceola sandalina* и многочисленные брахиоподы *Productella subaculeata, Rhynchonella parallelipipeda, Orthotetes umbraculum, Spirifer curvatus.*

К основанию среднего девона могут быть отнесены наконец грубозернистые красноватые песчаники Стаддок с прослоями сланцев, содержащие *Spirifer cultrijugatus.*

Нижний девон. По Ассельбергс *(III, 2)*, песчаники Стаддок относятся уже к верхней части нижнего девона (*Spirifer arduennensis, Sp. hercyniae, Ttropidoleptus carinatus*). Нижние слои медфут должны в таком случае относиться к глубже лежащему нижнему девону. По Ассельбергс, здесь можно различить:

Верхние сланцы Хунсрюк: серые сланцы с *Spir. hystericus, Sp. paradoxus, Chonetes sarcinulata, Pterinea costata.*

Нижние сланцы Хунсрюк: сланцы с песчанисто-известковыми прослойками. *Rhynchonella papilio, Spirifer primaevus, Rensellaeria strigiceps, Orthis personata, O. vulvaria, Orthotetes umbraculum, Stropheodonta gigas, Bellerophon trilobatus, Pleurodictyum problematicum, Phacops Ferdinandi* и т. д.[1]

Кварциты Таунуса — немые песчаники и сланцы. В основании лежат пестрые дартмутские сланцы с песчаными и известковыми прослойками, содержащие кроме *Bellerophon* и *Loxonema* только рыб: *Pteraspis cornubica, Cephalaspis Carteri* и др. Это эквиваленты жединского яруса. *Несогласия с силуром не наблюдается.*

В северной Франции (*III, 5, 11, 13, 14, 36, 49, 51*) можно наблюдать в отдельных синклиналях Контантэна и Бретани, как этот профиль изменяется с севера на юг. А именно — непрерывный нижний девон представлен только в обеих северных синклиналях, в которых зато частично отсутствуют более высокие горизонты девона. К тому же нижний девон развит здесь частью в виде известняков и напоминает богемские фации. В южных синклиналях

[1] Следует отметить, что Ивэнс (1914 г.) упоминает о нахождении *Pleurodictyum problematicum* также в среднем девоне Плимута.

наоборот пропадает нижний девон, тогда как средний и верхний отделы развиваются в фации, вполне соответствующие средне-европейской.

В Контантэне можно установить следующую серию:

3. Сланцы с *Athyris undata* и многочисленными линзовидными известковыми пропластками, в которых наблюдается сильное горизонтальное изменение фаций, главным образом переходы от коралловых к криноидным фациям; потому наблюдаются резкие местные изменения ископаемых форм, не имеющие однако стратиграфического значения.

   Из наиболее важных форм можно указать (в известняках Нэй): *Calymene reperta, Homalonotus Gervillei, Proctus Oehlerti, Goldius Gervillei, Gryphaeus Munieri, Primitia Fischeri, Megalanteris inornata, Rhynchonella fallaciosa, R. Cypris Wilsonia subwilsoni, Wilsonia Henrici, Leptaena Murchisoni, Orthotetes* cf. *umbraculum, Spirifer Davousti, Sp. Trigeri, Sp. Venus, Athyris concentrica, A. undata, Retzia Adrieni, Chonetes sarcinulata, Orthis Haemoni, O. vulvaria* и др. Это по всей вероятности эквиваленты кобленцского яруса и возможно, частью по крайней мере, известняков Коньепрус.

2. Песчаники с *Orthis Monieri, Pleurodictyum problematicum* и птеринеями.

1. Песчаники с *Grammysia*, переходящие книзу в немую серию сланцев с песчаными пропластками, согласно связанную у основания с верхним силуром.

Синклинальная область Брест-Лаваля. В этом районе имеется довольно полная девонская свита, но верхние части ее известны только на западе (Финистер). Около 1 400 *м* падает на нижний девон и только 100—200 *м* — на средний и верхний отделы.

Сверху вниз (придерживаясь такой же нумерации, как и выше) можно различить:

7. Сланцы Ростеллек. Углистые сланцы с битуминозными пятнистыми известняками. *Entomis serratostriata, Cheiloceras Verneuili, Tornoceras simplex, T. undulatum, Bactrites carinatus, Tentaculites tenuicinctus, Posidonia venusta, Buchiola retrostriata, Avicula laevis, Camarophoria rhomboidea.*

   Здесь представлен таким образом вероятно верхний девон II, тогда как более высокие зоны известны только дальше к югу.

6. Сланцы Траульорс аналогичного петрографического характера, но с фауной верхнего девона I: *Pentamerus globus, Cyrtina heteroclyta, Rhynch. cuboides, Rh. pugnus, Spirifer Urii, Productella subaculeata, Cyathoph. torquatum, Favosites Beloniensis, Receptaculites Neptuni.*

5. Слои Порсген. Темные листоватые сланцы с пятнистыми известняками. Фауна преимущественно средне-девонская, но верхние пласты могут вероятно уже быть приравнены к

стрингоцефаловым известнякам: *Phacops Potieri (? latifrons), Ph. occitanicus, Dalmanites laciniata, Orthoceras regulare, Anarcestes subnautilinus, Tentaculites scalaris, Spirifer elegans, Sp. subspeciosus, Wilsonia Orbignyana, Anoplotheca lepida, Leptaena Phillipsi, Strophodonta comitans, Cyrtina heteroclyta, Centronella Schulzii, Athyris concentrica, Chonetes Davousti, Productella subaculeata, Cyathophyllum heterophyllum, Monophyllum marginatum, Cystiphyllum vesiculosum, Aulacophyllum Looghiensis, Zaphrentis Guilleri* и др.

4. Под средне-девонскими слоями Порсген лежат на западе граувакки Фре, которые наряду с некоторыми формами, перечисленными в 5, содержат прежде всего: *Spir. paradoxus, Sp. auriculatus, Sp. arduennensis, Chonetes sarcinulata, Pentamerus rhenanus, P. Oehlerti, Pleurodictyum granuliferum.* Это наверное эквивалент граувакк Иерж из Бельгии или верхних кобленцских слоев.

Из Лаваля Барруа упоминает *Calceola sandalina;* определить границу с средним девоном местами повидимому довольно трудно.

3. В слоях с *Athyris undata* можно различить на востоке близ Лаваля в известняково-глинистой свите сланцев верхний горизонт с *Spirifer Decheni, Sp. Pellicoi, Sp. Trigeri, Plectambonites Bouei, Orthotetes acutiplicata, Tentaculites ornatus, Beloerinus Cottaldi* и собственно ундатовые пласты, фауна которых упоминалась уже выше; в этой несколько отличной фации можно указать еще: *Leperditia britannica, Tentaculites Velarni, Loxonema Davidsoni, L. melaniodes, Pleurotomaria Larteti, Horiostoma princeps, Platystoma naticopsis, Conocardium Marsi, Spirifer laevicosta, Sp. Rousseau, Centronella Gaudryi, Streptorhynchus devonicus, Favosites punctata, Pachypora cervicornis.*

На западе (Финистер) этот ярус замещается граувакков Фаў, представляющей свиту сланцеватых песчаников, известковых сланцев и известняков с аналогичной фауной, подверженной лишь местным изменениям, в которой встречается также и *Sp. hystericus.* Вышележащий известковый горизонт соответствует вероятно вышеупомянутому известняку Нэў (серо-голубые известняки), а нижележащий — известнякам Эрбрэй (см. ниже).

2. Ниже имеются снова песчаники (100 *м*) с *O. Monnieri, Rhynch. Daleidensis, Athyris concentrica, Grammysia Davidsoni, Cucullaea cultrata, Avicula laevis, A. crenato-lamellosa, Pleurodictyum Constantinopolitanum* и др.

1. В подошве сланцы и кварциты Плугастель мощностью свыше 1 000 *м* содержат лишь скудную фауну. В серо-зеленых сланцах были найдены *Rhynchonella Thibaulti, Rh. Puilloni, Spirifer octoplicatus;* в песчаниках — *Homalonotus Lehiri* и *Orthoceras planiseptum.* Вполне возможно, что эта серия представляет собою не только жединский ярус, но частично также и сланцы Хунсрюк.

В Анжерской синклинали девонская серия начинается повидимому трансгрессивно песчаниками с *Orthis Monnieri*.

Сверху вниз можно различить, по Пено (*III, 51*):

7. Глины с песчано-глинистыми конкрециями и с конгломератовыми слоями у основания. Конкреции богаты ископаемыми. Пено перечисляет среди прочих: *Brachymetopus Péneaui, Drevermannia Schmidti, Phacops griffithides, Richterina striata, R. moravica, R. costata, Bairdia rostrata, Cymaclymenia striata, Oxyclymenia undulata, O. bisulcata, Laevigites laevigatus, Wocklumeria sphaeroides, Aganides sulcatus, Buchiola retrostriata, Posidonia venusta* и др. В несколько более глубоком горизонте встречаются преимущественно *Richterina angulosa* и *Entomis serratostriata*. Весь комплекс соответствует зонам V и VI, которые здесь не поддаются повидимому резкому разделению.

6. Известняки с *Tentaculites tenuicinctus* и *T. typus*, которые следует вероятно считать зоной I, так что верхний девон здесь повидимому отсутствует.

5*a*. Известковые сланцы и темные известняки из Пон-Майе с *Cyphaspis hydrocephala, Bronteus Bureaui, Phacops occitanicus, Dalmanella eifeliensis, Cyrtina heteroclita, Merista plebeja, Dielasma sacculus, Gypidula globa, Spirifer elegans, Productella subaculeata*. Эта фауна относится к низам среднего девона, так что наличие здесь живетского яруса по меньшей мере сомнительно.

4*b*. Известняки Анжера и Эрбрэй частью с очень богатой фауной: *Phacops Potieri, Proetus Gosseleti, Stropheodonta interstrialis, Spirifer paradoxus, Sp. Trigeri, Sp. Decheni* и очень многочисленные кораллы, бриозои и криноидеи. Встречается также уже и *Calceola sandalina*. Это несомненно верхняя часть нижнего девона (*III, 10*).

4*a*. Сланцы и граувакки Анжера с *Phacops cmarginatus, Cryphaeus Barrandei, Plectambonites, Bouei, Spirifer hystericus, Sp. Trigeri, Sp. primaevus, Stropheodonta Sedgwicki, Athyris undata* и др. Эти слои могут быть отнесены к нижнему кобленцскому ярусу.

3*b*. Известняки Верн с *Homalonotus Gervillei, Cryphaeus Michelini, Primitia Fischeri, Pterinea Pailleti, Horiostoma Koninckі, Plectambonites rhomboidalis, Athyris undata, Chonetes sarcinulata, Wilsonia subwilsoni, Spirifer hystericus, Sp. Rousseaui, Sp. subsulcatus* и др. По всей вероятности верхний зигенский ярус.

3*a*. Песчаники с *Orthis Monnieri;* кроме того: *Homalonotus rhenanus, Grammysia abbreviata, Pterinea costato-lamellosa, Schizophoria pseudovulvaria, Spirifer Venus, Sp.* cf. *mediorhenanus, Sp. trigeri, Sp. hystericus, Pleurodictyum* cf. *constantinopolitanum.*

Пено считает, что трансгрессия нижнего девона наступила в Арморике не везде одновременно, и что песчаники с *O. Monnieri*

соответствуют в некоторых своих частях уже несколько более высоким отделам нижнего девона (сланцы Хунсрюк).

Далее к югу нижний девон вообще отсутствует, и серия начинается средним, а местами даже верхним девоном. У Ансени можно различить:

7. Верхний девон II—IV повидимому отсутствует, так как нижний карбон залегает непосредственно на горизонтах 5—6. Может быть это зависит и от позднейшей денудации (марсийская и нассауская фазы бретонского орогенеза).
6. Известняки Шон-Шу с *Rhynchonella cuboides, Rh. pugnus, Productella subaculeata, Pentamerus globus.* Они лежат местами прямо на арморикапских песчаниках и содержат их в виде гальки (по Бюро, *III, 25*).

5*b*. Верх среднего девона представлен известняками Экошев, богатыми ископаемыми, и выражен здесь лучше, чем в северных частях: *Uncites Galloisi, Pentamerus Davyi, P. galeatus, Spirifer cabedanus,* кораллы.

5*a*. Сланцы Лирé с *Phacops Potieri (? occitanicus),* которые являются здесь нижним горизонтом девона. Сюда же относятся известняки Шалонн, которые содержат следующую фауну: *Goldius furcifer, Phacops Sternbergi, Proetus vicinus, Orthoceras pulchrum* и др., *Gyroceras tenuis, Agoniatites fecundus, Hyolithes, Tentaculites, Hercynella fastigierata, Strophomena interstrialis, Leptaena rhomboidalis, Poteriocrinus Verneuili.* В известняке содержатся обломки подстилающего силура, что доказывает средне-девонскую трансгрессию (по Фероньер, *III, 36*).

В общем здесь наблюдается большая изменчивость условий. В нижнем девоне имеется центральная синклиналь Корнуол — Брест—Лаваль с непрерывным накоплением осадков; в северной части фация скорее рейнская (Корнуол), в южной — скорее богемская (Бретань). На севере и на юге (северный Девоншир и южная Бретань) была суша. Затем центральная часть этой синклинали поднимается (северная Бретань — Котантэн), между тем как на севере продолжается осаждение, а на юге средний и верхний девон захватывают прежнюю сушу.

Нижний карбон также очень изменчив.

Выше уже упоминалось, что в Девоншире в антиклинали Брендон Хиллс нормальное развитие английского девона подвергается существенному изменению. Разрез южного Девоншира следующий (*III, 1, 32, 54, 55*):

Верхний карбон. Жерновые песчаники с *Gl. Listeri* (нижняя зона с *Gl. bilingue* отсутствует).

Нижний карбон. Сланцы серии пендлсайд и известняки с: 4. *Eumorph. ornatum* (= *Gl. spirale* Hind), 3. *Gl. reticulatum,* 2. *Nomismoceras rotiforme* и *Posidonia Becheri,* подстилаемые радиоляриевыми сланцами (кремни Кодден Хиллс) с 1. *Prolecanites compressus,* которые по всей вероятности относятся

еще к зоне *D* с *Cyathaxonia*, т. е. к верхней части визейского яруса.

Здесь отсутствуют полностью каменноугольные известняки, т. е. нижняя часть визейского яруса и часть турнейского, и серия начинается только:

Слоями фрамингтон и пильтон. Фауна представляет собою смесь девонских и карбоновых форм: *Phacops latifrons, Pleurotomaria gracilis, Aviculopecten transversus, Spirifer Verneuili, Spiriferina obliterata, Sp. cristata* var. *octoplicata, Orthis interlineata, Leptaena rhomboidalis, Productus praelongus.* В глубже лежащих зонах появляются: *Rhynchonella laticosta, Rh. pleurodon, Spirifer urei*, а в вышележащих — *Strophalosia productoides, Chonetes hardrensis.* Кроме того известны: *Knorria dichotoma, Archaeopteris hibernica, Lepidodendron Veltheimi.* В настоящее время можно считать доказанным, что здесь мы имеем дело по меньшей мере с горизонтом β и следовательно с ярусом *Cleistopora (K)* английского карбона. Это — эквиваленты низов нижнего карбона (ярус с *Protocanites-Gattendorfia*).

В южной Ирландии местами (на юго-востоке) развиты еще известняки, которые переходят в песчаники к северу и к западу. Это следовательно изопические [1] эквиваленты северного Девоншира и Бристольского района (ср. стр. 121).

В северном Корнуоле пропадает и нижний карбон, и под верхне-визейской серией пендлсайд находится верхний девон в несогласном залегании.

В то время как на севере Нормандии нижний карбон определяется только отдельными выходами известняков с визейской фауной (Реньвилль, *III, 34*), в центральной части в бассейне Шатолен и Лаваль появляется полная свита. На западе мощная группа шатоленских сланцев с пфальцскими граувакками, линзами известняков с *Productus, Phillipsia* и т. д. и с порфиритовыми туфами лежит на базальном конгломерате.

По новым данным Делэпина *(III, 33)*, близ Лаваля имеется очень интересное чередование «кульмовой фации» вверху и внизу и каменноугольных известняков в промежутке. В настоящее время эта свита изображается следующим образом:

3. Сланцы Лаваль: растения, относящиеся, по Карпантье, к верхнему кульму; в основании известковые граувакки с *Productus hemisphaericus* и *Pr. punctatus*. Эта свита, относившаяся прежде к верхнему карбону, может соответствовать верхне-визейскому ярусу (гигантеусовые известняки, зоны *D*1 — *D*3).
2. Известняк Сабле, песчанистый в верхней части, с богатой фауной. По Элеру (Oehlert) и Делэпину (некоторые более старые данные требуют вероятно проверки) (*III, 33, 48*):

[1] *Прим. ред.* Изопические отложения — это синхроничные осадки одной и той же фации.

Euomphalus pentangulatus, E. Dionysi, E. helicoides, E. catillus, Bellerophon bicarinatus, B. hiulcus, Melania rugifera, Conocardium hibernicum, Productus sublaevis var. *Christiani, P. punctatus, P. semireticulatus, Chonetes papilionacea, Ch. comoides, Martinia glabra, Spirifer cuspidatus, S. striatus, S. bisulcatus, Rhipidomella Michelini, Schizophoria resupinata, Pugnax pugnus, Camnia cylindrica, Cyathophyllum, Zaphrentis Koninckı, Syringopora parallela, Michelinia tenuisepta, Griffithides globiceps, Phillipsia derbyensis.*

Здесь имеются типичные формы английских ярусов *C2* и *S*, так что нижне-визейский возраст нижних частей во всяком случае весьма вероятен. Известняк Лаваля и подстилающая его граувакка с илокожими, которые обозначались прежде как верхний ярус, представляют собою повидимому краевое фациальное образование известняка Сабле.

1. Эта серия подстилается конгломератами, песчаниками и сланцами с пропластками антрацита; здесь упоминается *Prod. burlingtonensis* (нижний турнейский ярус). Кроме того имеются также *Rhodea gigantea, Sphenopteris elegans, Cardiopteris polymorpha.* В основании лежат туфы (Блавиерит).

Во всяком случае и здесь нижний карбон залегает несогласно на различных древних слоях, и бретонская дислокация соответствует марсийской фазе (Шиндевольф, 1927 г., *XII, 30*).

В южном бассейне Ансени нижний карбон представлен сланцами с пелециподами (сланцы из Ансени) и граувакками с *Rhodea Hochstetteri, Archaeocalamites, Sphenopteris Hochstetteri, Sph. bifida, Lepidodendron acuminatum* (Карпантье, *III, 26*).

Близ Анжера также появляются наравне с девоном граувакки с остатками растений, которые Пено считает относящимися к ярусу с *Gattendorfia—Protocanites* (*III, 51*).

В общем здесь повидимому не хватает довольно значительной части нижнего карбона, но наибольшего развития трансгрессия достигла вероятно в ранне-визейское время. Она начинается терригенными осадками и порфировыми извержениями. Южные части Бретани в период раннего карбона были повидимому сушей.

Верхний карбон и пермь. В Англии накопление осадков в период верхнего карбона ограничивается северными частями Девоншира, где верхний карбон начинается так называемым «средним кульмом» с *Gastrioceras Listeri*, лежащим над серией пендлсайд. Дислокация (судетская) в основании верхнего карбона имеется здесь повсюду. Дальнейшее развитие относится уже собственно к краевой впадине и было рассмотрено ранее.

Дальше к югу в Корнуоле лежит типично пермская внутренняя впадина с вулканическими породами. Над девоном в несогласном залегании лежит следующая серия (которую легко проследить прежде всего у восточного края древних гор); сверху вниз имеем (*II, 2*):

Красные глины до 165 *м*, относящиеся может быть еще к перми.

Песчаники с мелкими конгломератами 65—80 *м*, захватывающие повидимому в значительной мере и более глубокие горизонты.

Брекчии с обломками изверженных пород до 200 *м* (имеются также куски дартмурского гранита); в основании местами изверженные покровы (биотитовые трахиты, авгитовые трахиты, риолиты), лежащие часто непосредственно на складчатом фундаменте.

Конгломераты и брекчии до 130 *м*.

Темнокрасные глины (глины Уаткомб) до 30 *м*; распространение только местное.

Вся серия достигает мощности 500—700 *м*, к северу она выклинивается, тогда как к югу продолжается еще и под водою. Связано ли извержение непосредственно с гранитными массивами Корнуола, нельзя еще считать окончательно выясненным. Можно думать по аналогии со Средней Европой, что здесь имеются верхние и средние красноцветные слои.

В Нормандии близ Литтри и Плесси имеются два маленьких месторождения каменных углей, повидимому верхне-стефанского возраста; по Термье *(III, 57)*, в этих слоях имеются покровы порфира и основных изверженных пород, относящиеся еще во всяком случае к карбону. Далее следует с легким несогласием и трансгрессивно серия красных глин с песчаниками, конгломератами и несколькими прослоями доломитовых известняков с рыбами. Эти «красные мергели» мощностью до 260 *м* — пермского возраста, напоминают вышеописанный Корнуольский бассейн. К перми относятся может быть также и песчанистые конгломератовые слои, залегающие почти горизонтально и несогласно на фундаменте близ Пемполь (Трегорруа).

В центральной зоне брест-лавальской мульды отсутствует верхний карбон, так как морские слои Лаваля оказались относящимися к нижнему карбону. За ними следуют с перерывом нижне-стефанские слои и Ст.-Пьер-ла-Кур. Только в 25 *км* южнее в трех раздельных выходах южного Финистера проявляется верхне-карбоновая впадина: мыс Сизён, Кергонь и Кэмпер (Н. Пикнар, *III, 52*).

Бассейн Кэмпер имеет переходную стефанско-вестфальскую флору: *Asterophyllites tenuifolius, Sphenophyllum myriophyllum, Sphenopteris obtusiloba, Alethopteris Serli, Pecopteris arborescens, P. dentata, P. hemiteloides, P. cyathea, Dicranophyllum striatum, Calamites Cisti* и др.

Бассейн мыса Сизён относится вероятно целиком к стефанскому ярусу: *Poacordaites linearis, Neuropteris cordata, Dicranophyllum gallicum, Annularia stellata.*

Бассейн Кергонь относится к самому верху стефанского яруса: *Sphenopt. Matheti, Pecopteris Bioti, P. Candolleana, Linopteris Schützei, Callipteridium pteridium, Odontopteris minor, Poacordaites linearis.*

Во всех трех бассейнах песчано-конгломератовая свита с небольшим количеством угля лежит на складчатом докембрии.

В южном бассейне нижней Луары (Ансени) нижний карбон, поскольку он встречается, замещен уже граувакками с остатками растений.

Выше лежат граувакки (пласты Музейль) с углем и следующей флорой:

Sphenopteris Dubuissoni, Sph. adiantoides, Archaeocalamites, Sphenophyllum tenerrimum, Sphenopteris dicksonioides, Sp. dissecta, Neuropte-

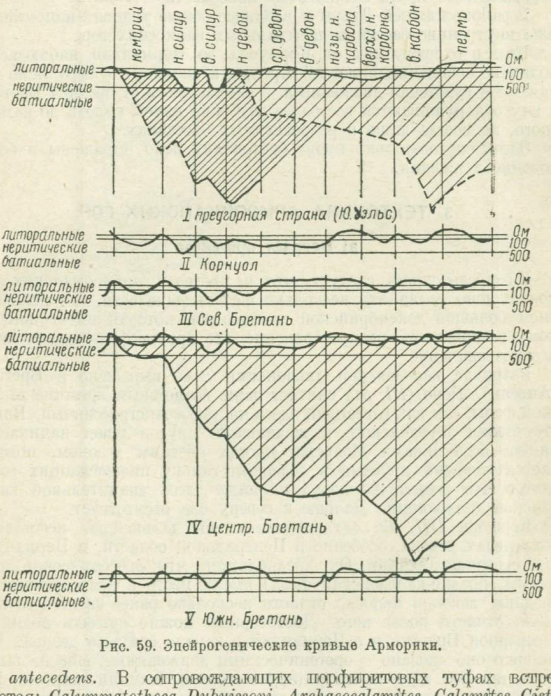


Рис. 59. Эпейрогенические кривые Арморики.

ris antecedens. В сопровождающих порфиритовых туфах встречаются: *Calymmatotheca Dubuissoni, Archaeocalamites, Calamites Cisti, Sphenophyllum tenerrimum, Lepidophloios laricinus, Pecopteris aspera?, P. dentata?, Zeilleria moravica, Sphenopteris bermudensiforme.*

Над этими определенно намюрскими слоями лежат в несогласном залегании остатки верхне-стефанского непродуктивного покрова. Узкий пояс углей длиною свыше 100 *км* доходит до Нанта;

его промышленная часть имеет мощность до 1 500 *м*, но она слагается из 20 (или около того) очень различных пластов.

Аналогичным образом построена и самая южная вандейская угольная впадина, которая при длине в 100 *км* имеет часто лишь 800 *м* в ширину. Намюрские (Ст.-Лор) и нижне-вестфальские (Шантоннэй) слои здесь известны; над ними лежит повидимому в несогласном залегании стефанский комплекс. Отсутствие верхне-вестфальского яруса повидимому повсеместное.

В районе нижней Луары и в Вандее общие условия напоминают уже внутренние бассейны центральных варисских гор.

Итак в то время как от Корнуола до Нормандии наблюдается поднятие основания нижнего карбона, а дальше к северу ясно выражена и судетская дислокация, в направлении от средней Бретани к югу обнаруживаются все более глубокие ярусы вплоть до намюрского, но всегда лишь в разрозненных бассейнах.

Здесь следовательно кроме бретонских ясно выражены и более поздние движения.

3. ТЕКТОНИКА АРМОРИКАНСКИХ ГОР

а) Возраст орогенеза

Из предыдущего следует, что в пределах арморикапских гор можно ясно различить несколько фаз складчатости. За исключением большой докембрийской дислокации, которая имеет повидимому региональное распространение, все прочие фазы имеют лишь местное значение.

Развитие каледонской дислокации ясно выражено в Бретани (Ансени). Пено (*III*, *51*) считает даже возможным наличие таконской фазы, так как готландий здесь частью трансгрессивный. Ввиду отсутствия даунтонского и жединского ярусов девон начинается иногда песчаниками Моньери, иногда средним девоном, подстилается разными ярусами и содержит гальку нижележащих горизонтов, что свидетельствует о наличии здесь значительной каледонской дислокации. Дальше к северу она отсутствует.

Керфорн (*III*, *42*, *43*) допускает еще дальнейшие несогласия в пределах девона, особенно в Центральной области, в Нормандии и в северной Бретани. Он предполагает, что орогенические движения (поздне-каледонская фаза) имели место в последующий за средним девоном период, отчасти несколько ранее франского времени, отчасти после него. Достоверным можно считать поднятие в северной Бретани и в Нормандии в начале среднего девона. Насколько оно связано с орогеническими движениями, еще не выяснено, так как здесь трансгредирует только нижний карбон. Поэтому не исключена возможность, что все это — бретонские движения.

Твердо установлена далее бретонская дислокация, а именно фаза, предшествующая турнейскому веку, по всей вероятности марсийская фаза Шиндевольфа (*XII*, *28*, *30*). Возможно, что она распространяется на всю французскую часть, и вполне вероятно,

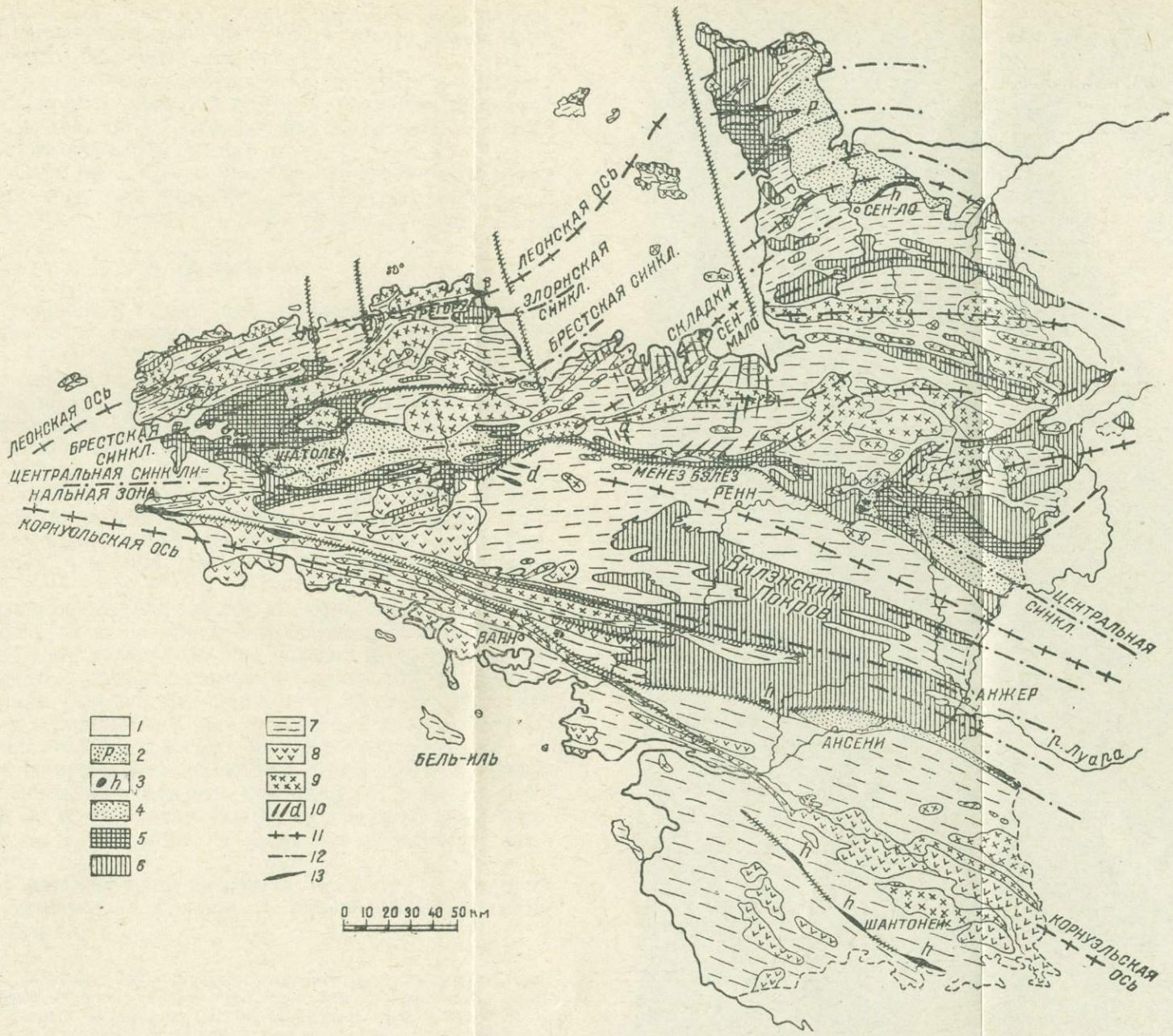


Рис. 60. Обзорная карта южной Армерики (Бретань и Нормандия). Частично по де Лоней.

1—мезозой; *2*—пермь; *3*—в. карбон; *4*—н. карбон; *5*—девон; *6*—кембросилур; *7*—докембрий; *8*—гранулит; *9*—гранит; *10*—расположение диабазов; *11*—антиклинали; *12*—синклинали; *13*—нарушения.

что отсутствие низов нижнего карбона в Корнуоле и трансгрессия верхне-визейских отложений в Девоншире представляют собою слабый отзвук этой дислокации.[1]

Судетская дислокация наоборот очень слабо выражена на юге. В северном же направлении, особенно у Бристоля и дальше к северу, она становится все более заметной.

Астурийская дислокация довольно ясно сказывается на юге и дает себя знать прежде всего отсутствием верхне-вестфальских отложений. Этим движениям принадлежит безусловно большая роль в горообразовательных процессах.

Тот факт наконец, что в южной Бретани стефанский ярус также собран в складки, тогда как известные здесь пермские слои лежат почти горизонтально, доказывает наличие заальских движений на юге.

b) Франция

Нельзя еще установить с точностью, к каким именно видимым структурным элементам относятся отдельные фазы, которые удается здесь различить. В общем в Бретани имеется веерообразный пучок складок, сильно сжатый на западе в Бресте и принимающий далее к востоку синклинальное расположение между двумя расходящимися кристаллическими массами: северной леонской, отклоняющейся к СВ, и южной корнуолской, простирающейся на ЮВ, т. е. в направлении Центрального плато. Северная леонская и простирающаяся с СЗ на ЮВ корнуолская складчатости, которые Барруа *(III, 12)* разделял первоначально очень резко, не представляют собою однако строго раздельных образований; местами они скрещиваются, вследствие чего получаются очень сложные структуры (рис. 60).

В то время как Барруа считает оба эти образования сингенетическими и относит их к послениижне-карбоновому периоду, допуская, что СВ элемент может быть еще моложе, Керфорн (*III, 43*) пришел к совершенно противоположному выводу. Он относит СВ элементы к поздним каледонидам средне-девонского возраста, а ЮВ складчатость — к герцинидам, т. е. к каменноугольным элементам, которые различно отклонялись более древними каледонидами.

Мне кажется совершенно недоказанным, что возраст и простирание должны непременно совпадать; независимо от того, что поздние каледониды могут охватывать еще бретонские движения, следовало бы проверить, не относится ли часть ЮВ элементов к более раннему периоду.

Такова же повидимому точка зрения де Лоней (*IV, 21*), который протягивает корнуолскую ось вплоть до северо-западных границ Центрального плато.

---

[1] Шиндевольф допускает, что в отдельных случаях марсийская фаза обнаруживается в краевой впадине (Гоуэр, несогласие между древними красноцветными отложениями и горизонтом *K*), а нассауская фаза — там же и далее к северу, т. е. в южном Уэльсе (пробел между *K* и S_2). Докульмо-зелькская фаза ясно проявляется в Девоне и Соммерсете трансгрессией D_2 и D_3. Тем не менее на севере все эти движения выражены слабо.

По мнению Лекорню (*47*) и Биго (*19, 20*), Нормандия образует здесь препятствие в виде глыбы, поднявшейся в кембрийском периоде; в таком случае она же могла отклонить уже каледонскую складчатость.

Рассмотрим эту структуру подробнее. В северной Бретани господствует леонская складчатость с СВ до ВСВ простиранием, охватывающая ее целиком; широкая полоса метаморфического докембрия тянется от северо-западной оконечности полуострова через кембрийско-альгонкские извержения Трегорруа к островам Ламанша—Джерсей и Гернсей. Параллельно этой главной антиклинали южнее проходят синклинали Элорна и Бреста (Rade de Brest), выполненные силурийскими и отчасти нижне-девонскими осадками. Пучок складок Ст.-Мало можно считать дальнейшим ЮВ элементом этой серии. Характерно участие каменноугольных, а частью может быть и более древних гранитов, располагающихся обычно в антиклинальных зонах. Керфорн указывает ряд поперечных нарушений с СЗ простиранием.

На полуостров Котантэн эта структура переходит уже в изме-

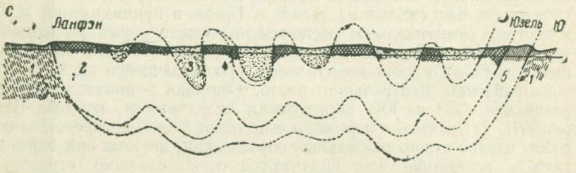


Рис. 61. Западная часть центральной синклинали — шатоленская мульда. По Барруа.

1—альгонк; *2*—низы н. девона; *3*—карбон; *4*—верхи н. девона; *5*—силур.

ненном виде. Керфорн считает, что строение его западного края объясняется лучше всего поперечным нарушением. Складки, примыкающие с востока, вероятно моложе, т. е. относятся во всяком случае уже к каменноугольной складчатости. Здесь имеется целый пучок складок, выпуклых к северу, относящихся к бриоверу, силуру и нижнему девону и следующих на востоке армориканскому направлению, а на западе отклоняющихся в направлении юго-западного леонского простирания. Внутренняя структура, характер которой прекрасно выяснен Биго (*19, 20*), довольно сложна. Биго особенно подчеркивает, что северные крылья синклиналей круче южных, имеют иногда вторичную складчатость или утонены.

Насколько я понимаю, здесь следовательно допускается первичное смятие в южном направлении. Но на эту складчатость наложена чешуйчатая структура, плоскости надвигов которой падают к югу; движение происходило следовательно в северном направлении. Чешуйчатая структура является преобладающей в общей картине. Между чешуями лежат милонитовые зоны. Весьма существенно, что эта структура доходит на юге приблизительно до

широты Алансона, откуда (далее к югу) начинается ее полное зеркальное отражение в обратном порядке: дуги, выпуклые к югу, складки, опрокинутые к северу, и надвиги с падением на север. Предположение Биго, что этот порядок обусловлен препятствием в форме глыбы в фундаменте, тем более вероятно, что в Нормандии действительно имеется древний массив, в котором отсутствует кембрий. Эта центральная и южная часть прорезана многочисленными выходами гранитов, лежащими по осям антиклиналей и отклоняющимися на юго-западе в сторону леонской складчатости (Гаар, Майеннский лес, Коэврон) (рис. 61, 62).

Таким образом возможно, что здесь дело касается уже каледонских движений. Но структура настолько отлична от структуры северной Бретани, что невольно обращаешься к толкованию Керфорна, утверждающего, что западное побережье Котантэна пред-

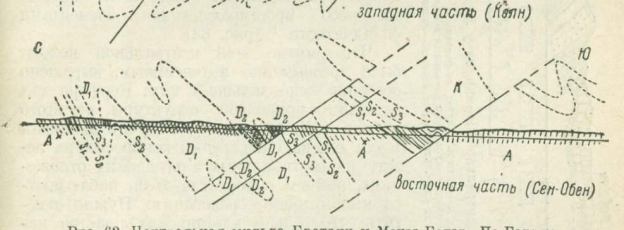


Рис. 62. Центральная мульда Бретани у Менэз-Белэр. По Барруа.
A—вальгонк; *K*—карбон; *S*—силур; *D*—девон.

ставляет собою поперечную флексуру, вдоль которой восточные складки перемещены к северу. Таким образом здесь возможны диференциальные сдвиги между древними жесткими зонами центральной Нормандии и Леон-Гернсейской осью. Интересно, что бесчисленные диабазовые дайки южнее залива Ст.-Мишель переходят в южное продолжение этой зоны.

Серия складок, простирающихся с СВ на ЮЗ, и гранитные выходы северной Бретани имеют клиновидное расположение в противоположность большой синклинальной зоне с ЗВ простиранием, прорезающей Армориканский массив от Бреста до Лаваля.

Эта центральная зона, прекрасно описанная Барруа (*III, 12*), имеет чрезвычайно своеобразное строение. На западе (Шатолен—Финистер) и на востоке (Лаваль) имеются довольно широкие синклинальные зоны с почти параллельными пучками складок. Центральная часть (Менэз — Белэр) наоборот сильно смята и сдавлена,

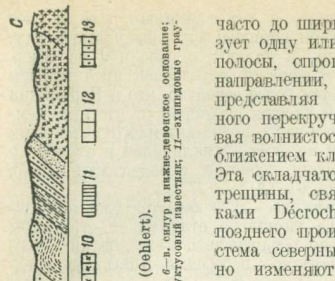


Рис. 63. Профиль центральной Нормандии у Лаваля. По Этр (Oehlert).

1—граниты; *2*—докембрий; *3*—арморикамские песчаники; *4*—верхи н. силура; *5*—песчаники низов в. силура; *6*—в. силур и нижне-девонское основание; *7*—н. девон—песчаники Мольери; *8*—верхние кобленцские слои; *9*—кульмский базальный конгломерат; *10*—продуктусовый известняк; *11*—ахинидовые граувакки; *12*—лавальские известняки; *13*—лавальские сланцы.

часто до ширины только в 1 *км*. Она образует одну или две глубоких синклинальных полосы, опрокинутых на западе в южном направлении, а на востоке — в северном, представляя таким образом картину полного перекручивания. Ясно выражена осевая волнистость всей зоны, вызванная приближением клиновидных леонских складок. Эта складчатость догранитная; поперечные трещины, связанные с диабазовыми дайками Décrochements), могут быть более позднего происхождения. Еще моложе система северных сбросов, которые совершенно изменяют общую картину, разлагая синклинали на ряд полос, погруженных на разные глубины (см. рис. 62). О роли гранитов придется еще говорить ниже. Таким образом мы имеем картину особо интенсивного молодого (? астурийского, ? заальского) раздавливания между более древними косо простирающимися элементами складчатости [1] (рис. 63).

Что смятие этой центральной полосы было чрезвычайно интенсивным, выражено особенно ясно дальше к югу; Керфорн дал описание покровной структуры из этого района (*III*, *41*). К югу от Ренн большая масса слегка складчатого кембросилура лежит на вертикальных альгонкских отложениях, причем в контакте здесь наблюдаются милонитовые образования. Нужно отметить, что головы альгонкских пластов наклонены под действием надвига к северу, и что кембрий, залегающий горизонтально, имеет вертикальную сланцеватость. Это доказывает по меньшей мере региональное развитие процессов скалывания. Исследование фаций показывает, что горизонтальное перемещение было очень значительным. [2] Южный край или корень этого так называемого вилэнского покрова образует синклиналь Ст.-Жюльен де Вуант, южное крыло которой опять-таки надвинуто и указывает таким образом на другой покров,

[1] Бержерон и Азема утверждают наличие покровных структур в пределах этой центральной зоны, особенно в западной ее части, но это нельзя еще считать доказанным (*III*, *3*, *17* и Барруа, *4*).

[2] По Керфорну, до 50 *км*.

вероятно не так сильно перемещенный, корни которого находятся далее к югу (рис. 64).

В отдельных случаях картина сильно усложняется многочисленными поперечными сдвигами (рис. 65). Следует однако подчеркнуть, что эта картина существенно отличается от альпийских по-

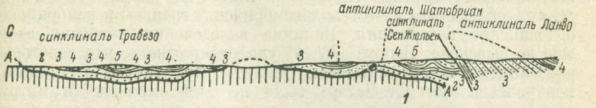


Рис. 64. Профиль Реннской покровной структуры. По Керфорну.

1—альгонк; *2*—кембрий; *3*—нижний ордовикий; *4*—в. ордовикий; *5*—готландий; *А-А*—поверхность скалывания.

кровов; здесь мы имеем дело не с перекрытием молодых комплексов более древними, а с региональными разрывами на границе фундамента и основания структуры, которые могут играть роль и в гранитных интрузиях, как будет показано ниже. [1]

Южнее следует синклиналь Ансени в общем каменноугольного возраста, но с ясными следами каледонской структуры, а затем

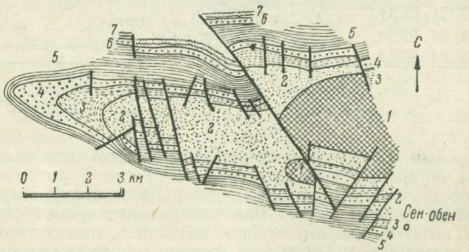


Рис. 65. Специальная карточка куполовидной антиклинали Шатобриана к югу от Ренн. По Керфорну, 1919.

1—альгонк; *2*—нижне-арморикапские песчаники; *3*—нижне-ордовицкие сланцы; *4*—верхне-арморикапские песчаники; *5*—сланцы с *Calymene*; *6*—шателенские песчаники; *7*—сланцы с *Trinucleus*.

корнуолская ось докембрийских пород с гранитовыми ядрами и намюрско-стефанскими впадинами Ст.-Лор-Гранльё, краевые нарушения которых частично продолжаются в мезозойских отложениях Пуатье. По де Лонэй, этот элемент, отклоняющийся к ЮВ, распространяется веерообразно и образует северную и южную

[1] Возраст надвиговой тектоники еще не установлен; по Пикнару, складки с юго-востока захватывают еще стефанский ярус в Кэмпере; в таком случае здесь представлены заальские движения, если дело не касается унаследованных движений.

кайму Центрального плато. Все элементы к югу от вилэнского покрова сходятся на ЗСЗ, и на побережьи они едва различимы, так как подвергаются здесь сильному рассланцеванию, раздавливанию и метаморфизму (рис. 66).

Следует еще остановиться вкратце на последовательности извержений и метаморфизме Арморики. Было уже указано, что в пределах этого массива известны докембрийские граниты и кембрийско-ордовицкие извержения. Наличие каледонских интрузий здесь еще не выяснено; Барруа (*III*, 8) указывает однако, что некоторые рассланцованные двуслюдяные граниты (гранулиты) в пределах корнуолской оси (Ст.-Назэр) были по всей вероятности интрудированы в докаменноугольном периоде и подверглись позднейшей

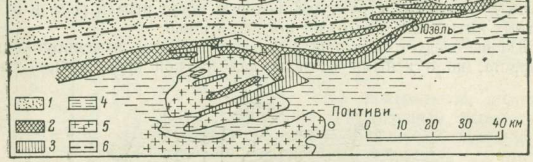


Рис. 66. Гранитная интрузия Бретани. По Барруа.

1—н. карбон; *2*—девон; *3*—силур; *4*—альгонк; *5*—гранит; *6*—антиклинали.

деформации. Поэтому вполне возможно наличие здесь каледонской магмы, по крайней мере на юге.

Молодая фаза извержений начинается повидимому порфиритами у верхней границы девона. Наиболее древними среди изверженных пород являются диориты, которые может быть значительно древнее всех прочих пород. Собственно граниты относятся к послекарбоновому периоду, так как они изменяют еще карбон. Но и эти интрузии повидимому не одновременны. Наиболее древней фазой можно считать порфировые биотитовые граниты (типа Фламанвиль), затем следуют широко распространенные равнозернистые биотитовые граниты, часто с рассланцованной краевой фацией, и наконец двуслюдяные граниты часто аплитового типа. Гранитные массивы связаны по большей части с антиклинальными зонами леонских складок. Часто в них прекрасно выражены контактовые области роговиков и пятнистых сланцев. Барруа допускает кроме того, что интрузии их была связана с интенсивным плавлением; хорошо известны описанные им случаи косого контакта, при котором исчезают все сланцевые зоны, между тем как тугоплавкие кварциты сохраняют свое простирание в граните на значительном протяжении (см. рис. 66). Нужно отметить, что граниты встречаются

преимущественно на границе альгонкских и кембрийских отложений, и таким образом часто получается иллюзия продолжения верхних слоев в кровле массивов там, где они естественно должны быть срезаны. Отсюда можно заключить, что неоднократно упоминавшаяся нами плоскость скола над альгонкскими отложениями играет определенную роль в распространении массивов. Далее граниты поразительно правильно связаны с древними жесткими зонами и их краями.

Многочисленные аплитовые порфиры и аплиты принадлежат к более поздней фазе. Несколько моложе керсантиты, распространенные особенно в районе Бреста, среди которых несколько позднее появляются пегматитовые, аплитовые и порфировые производные (*III, 13*). Далее следуют слюдяные порфириты и минетты и наконец диабазы, связанные с поперечными СЮ и СЗ—ЮВ трещинами. Изверженная деятельность продолжается до стефанского века (Литри).

с) Южная Англия[1]

Корнуол и Девон пересечены пучками складок с ВЗ простиранием, исчезающими на востоке под пермо-триасовым покровом. К северу от Бристольского залива находится последняя значительная волна складок (кардиффская ось), надвинутая частично на внешнюю впадину угольного бассейна Пемброкшира (см. рис. 68) и лежащая к северу от него. Затем в Уэльсе появляются снова каледониды и под ними армориканская структура.

Во внешней зоне здесь наблюдается отчасти явление интерференции двух направлений складчатости (периклинальный купол Уск, синклиналь леса Дин), но в основном сохраняется ЗВ простирание. Следующая антиклинальная волна скрыта под Бристольским заливом и проявляется только к востоку от Бристоля и Рэдстока в холмах Мендип; она состоит в общем также из серии расположенных в ряд брахиантиклиналей. Чрезвычайная сложность этой области, выступающей даже под восточными поверхностными отложениями, обусловливается перекрещиванием ее с нижеописанным малвернским пучком складок СЮ простирания, вследствие чего мендипские складки сдавлены в дугу, вогнутую к северу.

Следующая антиклинальная волна находится в северном Девоне (Соммерсет — Эксмур) и состоит собственно из пучка параллельных складок, в глубоком ядре которых появляется нижний девон.

Южная девонширская ось также характеризуется сложным строением и состоит из нескольких антиклиналей, в ядре которых близ Торкэй—Эксетер выступают даже кристаллические сланцы. Складки эти частично опрокинуты в северном направлении.

Правильность нарушается большими гранитными массивами Дартмура, Бодминмура, Ст.-Отэлль, Кэмборна, положение которых совершенно аналогично бретонским гранитам (см. рис. 71). Это —

---

[1] Прежняя сводка Б. Даукинс и А. Стрэен (B. Dawkins и A. Strahan, Geol. Mag., 1894).

двуслюдяные граниты со свитами даек: кварцево-порфировых (с ВСВ — ЗЮЗ простиранием) и слюдяно-лампрофировых (с СЮ простиранием).

Наблюдается интенсивный пневматолиз (турмалин, грейзенизация). К конечной фазе относятся оловянные и медные руды, а к самому концу ее также и свинцово-серебряные (см. ниже).

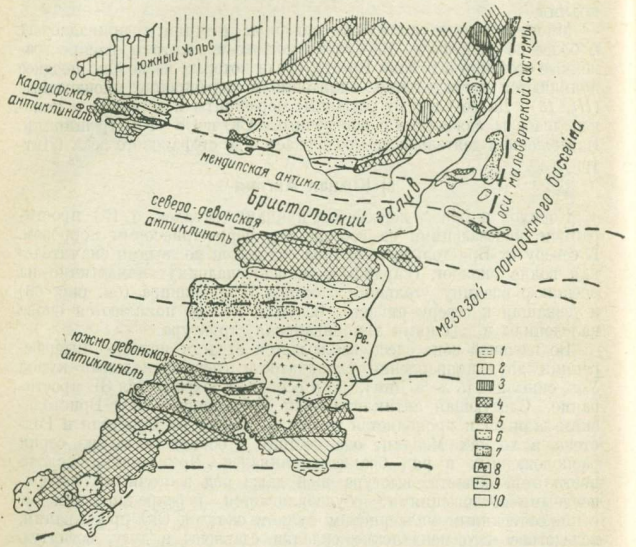


Рис. 67. Обзорная карта арморикапской части южной Англии.

1—кристаллические сланцы: *2*—н. силур; *3*—в. силур; *4*—девон (вообще); *5*—ср. и в. девон; *6*—н. карбон; *7*—в. карбон; *8*—пермь; *9*—гранит; *10*—мезозой.

Интрузия имела место во всяком случае после складкообразования, и местами она может быть связана с пермскими излияниями. В пермских конгломератах встречаются уже граниты.

Джёкс-Браун (*III, 40*) связывает эту интрузию с так называемым «корнубским поднятием» (Cornubian uplift), вызвавшим поднятие западного Корнуола в СВ—ЮЗ направлении и образование пермского бассейна на юго-востоке. Этот орогенез был таким образом направлен вкось к арморикапским складкам; здесь также можно было бы вспомнить об эквивалентах заальской фазы, но молодой возраст гранитов кажется мне недоказанным. Пермские слои

довольно сильно раздроблены, что может зависеть отчасти и от саксонских движений.

Следы следующей южной антиклинали проявляются в южных оконечностях Корнуола, где в Лиззард и Старт-Пойнт снова имеются выходы докембрийских слоев.

Арморикапские антиклинали исчезают к западу под пермским покровом, который вклинивается между ними в виде внутренней впадины и содержит включения пермских преимущественно основных излившихся пород; наравне с ними встречаются и некоторые кварцевые порфиры, связанные повидимому с гранитными массивами.

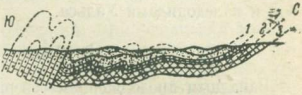


Рис. 68. Бристольский бассейн (внешний край Арморики). По Джёкс-Брауну.

1—в. карбон; *2* — каменноугольные известняки; *3*—древние красные песчаники.

Главная складчатая полоса может быть прослежена в виде слабой унаследованной волнистости в южной части Лондонского бассейна, дальше через Па-де-Калэ она связана с внешними складками Арденн.

Эта складчатость преимущественно астурийская (послевестфальская), тогда как к востоку от Бристоля и далее к северу наблюдаются совершенно своеобразные серии складок с почти СЮ направлением, относящиеся к доверхне-вестфальскому времени (рэдстокское время), так как верхние вестфальские слои лежат несогласно. Эта своеобразная зона простирается от Тортуорс (Гло-

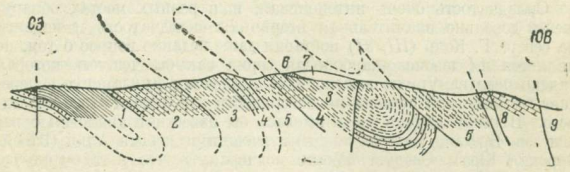


Рис. 69. Профиль холмов Абберлей (малвернская система). По Груму.

1—карбон; *2*—древняя красноцветная толща; *3*—в. луллоу; *4*—известняк Айместри; *5*—н. луллоу; *6*—в. карбон; *7*—пермь; *8*—известняки уэнлок; *9*—триас.

стершир) через холмы Мэй, Малверн и холмы Абберлей до Уиллингтона в Шропшире и имеет длину около 140 *км*. На западе она не имеет продолжения, так как там верхний карбон залегает согласно. Что касается восточного продолжения, скрытого под мезозойским покровом, то о нем ничего нельзя сказать. В отдельных случаях наблюдается интенсивный переброс складок на запад *(III, 37)*. Объяснить эту «малвернскую систему» очень трудно. Она окружает на востоке также и каледониды Уэльса; слабо выраженное продолжение ее можно быть может найти в древнем основании Пеннинской цепи средней Англии. Мне кажется не без-

различным, что к востоку от нее в палеозойское время была неоднократно суша, вследствие чего получается известная аналогия с центральной Нормандией. Кроме того следует обратить внимание на то, что эта зона является как бы точным северным продолжением западного обрыва Котантэна, который, как мы видели, представляет собою нечто вроде поперечного сдвига. Таким образом может быть поставлен вопрос, не имеем ли мы здесь дело с краевой складчатостью, образовавшейся между более древней жесткой глыбой и каледонидами Уэльса.

d) Южная Ирландия

Западным продолжением северной волны складок Пемброкшира можно считать арморикапские складки, появляющиеся в южной Ирландии, где они образуют очень ясно выраженную морфологическую систему древних красноцветных антиклиналей и карбоновых мульд,[1] которые заканчиваются в Атлантическом океане риасовыми берегами между заливом Дингль и мысом Клир. Складки имеют здесь ЗЮЗ [2] простирание, которое изменяется на востоке в ВЗ повидимому под действием основного направления каледонской складчатости. К западу от высокого хребта Лейнстерской цепи они имеют иногда чисто каледонское простирание (Типперэри).

Влияние арморикапской складчатости распространяется далеко в глубь Ирландии и проявляется в куполовидных выходах древней красноцветной толщи среди каменноугольных известняков (ср. стр. 160).

Складчатость очень интенсивная, и в разных местах обнаружены довольно значительная вторичная складчатость и надвиги на север. Г. Коль (*III, 31*) поставил даже недавно вопрос о том, не является ли девонско-карбоновая серия как бы чешуей, которая далеко передвинута по жесткому каледонскому фундаменту и передает до известной степени на поверхности неровности этого последнего. В таком случае здесь имелась бы известная аналогия с надвигами Бретани (покров вилэн) и внешними зонами Альп (Швейцарская Юра). Следует однако подчеркнуть, что в таком случае эта плоскость разрыва должна лежать здесь между арморикапской серией и каледонидами, а в Бретани под последними на альгонкских отложениях, и что в Бретани захвачены складчатостью каледонские и карбоновые элементы.

Можно допустить известный параллелизм с арморикапской складчатостью Англии, если считать, что в Пемброкшире также возможны надвиги. В целом однако английские складки проходят глубже (геосинклиналь), тогда как ирландские относятся скорее к предгорному типу, что исторически подтверждается наличием

[1] Вследствие стойкости древних красных песчаников и легкой разрушаемости углистых сланцев.

[2] По Коль, это является следствием задерживающего влияния древнего массива, находящегося предположительно в Атлантическом океане и представляющего собою продолжение массива Галуей.

древних красноцветных фаций девона. Логически эквиваленты их следует искать в Англии дальше к северу за основной массой каледонских образований Уэльса, где они давно уже эродированы, если они там были.

4. МИНЕРАЛЬНЫЕ РЕСУРСЫ АРМОРИКИ И ЕЕ КРАЕВЫХ ВПАДИН

Как видно из геологического описания, Арморикапский массив охватывает довольно разнородные элементы, и с точки зрения полезных ископаемых представляет собою несколько совершенно гетерогенных частей в соответствии с историей каждого отдельного элемента. В то время как краевая впадина южной Ирландии и Англии характеризуется громадными скоплениями углей и лишь незначительным количеством железных и свинцовых руд, основная часть Арморики (Корнуол, Девон, Бретань, Нормандия) содержит большие количества сингенетических железных руд (силур) и различных рудных жил, связанных с варисскими интрузиями. И здесь однако имеется существенная разница между севером и югом.

Каустобиолиты (ср. рис. 57, 58 и 86). Карбоновая краевая впадина Ирландии сравнительно бедна. Верхний карбон здесь повидимому сильно эродирован. Угли относятся к нижнему и среднему отделам верхнего карбона и представляют собою антрацит. В угольном бассейне Типперэри (Сливердаг) известны 2 пласта мощностью меньше 1 *м*, с запасом около 15 млн. *т*. В верхне-карбоновой мульде у края Лейнстерской цепи имеются 2—4 пласта с запасом около 153 млн. *т*. Добыча в обоих округах доходит до 70 000 *т* в год (*III*, *56*).

Совершенно другого характера Цемброкширский и Южно-Уэльский бассейны, расположенные далее к востоку (*XII*, *49*) и представляющие собою большую верхне-карбоновую мульду. Здесь представлены повидимому все горизонты верхнего карбона от ланаркского до рэдстокского, но точное расчленение довольно затруднительно, так как отдельные стратиграфические элементы имеют в разных случаях разный петрографический характер и различные фациальные области перекрываются на краях. В общем можно различить нижнюю сланцевую серию, в которой содержатся основные запасы угля и которая соответствует вестфальскому ярусу (в английском понимании); над нею лежит песчаниковая серия пеннант с небольшим содержанием угля (стаффордские слои) над нею снова сланцеватые глины (надпеннантские — рэдстокские слои), более богатые углем (ср. гл. II, стр. 149—150).

В этом округе представлены все виды углей от антрацита вплоть до газовых углей. Промежуточное положение занимает характерный для южного Уэльса твердый котельный уголь (steam coal). В основе этого деления лежат два принципа. Во-первых как и везде первичное различие вызывается тем, что верхние пласты богаче газом, чем нижние. Но кроме того содержание газа умень-

шается здесь в западном и северо-западном направлениях, так что в западном и южном Уэльсе и в Пемброкшире все угли антрацитовые. Здесь должна быть какая-то связь с тектоникой.

В Пемброкширском бассейне, где имеется только нижняя серия с антрацитами, насчитывается 8 пластов, мощностью в 6—10 *м*. В южном Уэльсе и Монмоус имеется на востоке 12, а на западе 40 пластов с 13 и 36 *м* угля, причем 30% падает на антрацит и 47% на котельный уголь. Запасы обоих округов (до глубины 1 220 *м*) исчисляются в 36,2 млрд. *т*. К этому нужно прибавить 1,5 млрд. *т* на глубине до 1 830 *м*. В 1924 г. было добыто 46 900 тыс. *т* угля и 5 060 тыс. *т* антрацита.

Далее к западу на границе арморикапской и малвернской систем находится Бристольско-Соммерсетский бассейн. Здесь представлены главным образом рэдстокские и стаффордские слои. В рэдстокских (включая фаррингтонскую серию) находится 14 пластов мощностью в 8 *м;* в стаффордских — отделенные от подошвы песчаниками пеннант 26 пластов мощностью в 20 *м*. Преобладают тощие и жирные угли. Запас около 5 млрд. *т* до глубины 1 830 *м*. Добыча 1924 г. составила 1 447 тыс. *т*.

К системе краевой впадины можно отнести также и маленький бассейн леса Дин, в котором имеется только рэдстокская серия, несогласно перекрывающая нижний карбон и девон. Угли частью тощие, частью газовые. Здесь имеется 15 пластов мощностью от 30 *см* до 1,5 *м*. Запас — 200 млн. *т*. Добыча в 1924 г. — 1 370 тыс. *т*.

Здесь же следует упомянуть вскрытый бурением Кентский бассейн в восточной Англии, лежащий под мезозойско-третичным покровом в 335—457 *м*. Уже Годуин-Остен (*III*, *70*) предвидел существование этого бассейна на продолжении арморикапской впадины по простиранию.

В настоящее время здесь уже имеются промышленные установки. Здесь представлены повидимому главным образом средние отделы (стаффордский и вестфальский). В верхнем отделе, испещренном песчаными пропластками (дуврские слои), находится 13 пластов мощностью от 30 *см* до 1 *м*. В 1913 г. запасы исчислялись в 2 млрд. *т*, но это конечно только грубый подсчет, так как размеры бассейна пока еще неизвестны. В 1924 г. добыча составила 334 000 *т*.

Кентский бассейн является связующим звеном между арморикапской и варисской краевыми впадинами; вторая как известно начинается уже у Булони.

В южных частях Арморики имеются наоборот лишь незначительные запасы угля в небольших внутренних впадинах северной Франции, очень разные по возрасту и по размерам (*XII*, *49*; см. рис. 86).

В Котантэне находятся стефанские бассейны Литтри и Плесси с очень зольными углями низкого качества (30—35% летучих); известны 1—2 пласта мощностью в 1—2 *м*. Промышленное значение их ничтожно.

Далее к югу в Мэйн имеются антрацитовые угли в граувакках и сланцах над известняком Саблé, относящиеся вероятно к ниж-

нему карбону.[1] Известны 1—2 пласта средней мощностью в 1 *м*. Достоверные и возможные запасы на глубине до 1 200 *м* исчислялись в 1913 г. в 7 млн. *т*. Добыча 1923 г. составила 12 000 *т*.

С центральной мульдой Бретани связан также маленький бассейн Сг.-Пьер-ла-Кур, содержащий в 12 тонких пластах очень зольные жирные угли стефанского возраста. Запас здесь ничтожный (500 000 *т*).

Далее к югу находится Намюрский бассейн нижней Луары с 20 пластами углей низкого качества в граувакковой свите мощностью в 1 500 *м*. Угли содержат 10—30% летучих. Запасы 21 млн. *т*. Добыча 1924 г. — 3 000 *т*.

В Вандее имеется совершенно незначительный маленький вестфальский бассейн Шантоннэй. Вувантский бассейн со стефанскими слоями имеет 3 пласта мощностью 3—6 *м*. Угли зольные и содержат 18—21% летучих. Запас исчисляется в 4 250 тыс. *т*. Добыча 1924 г. — 38 000 *т*.

Интересно отметить, что арморикапская красвая впадина содержит запас не менее 43 млрд. *т* (без Кента), тогда как внутренние впадины содержат в общем не более 33 млн. *т*.

Железные руды. Группа осадочных железорудных месторождений занимает видное место в южных частях Арморикапского массива; запасы этих месторождений значительно больше чем британских каледонид. Руды относятся преимущественно к ордовицию, так что здесь наблюдается возрастная аналогия с месторождениями Тюрингии и Чехии (*III, 65, 67*).

Важнейшие месторождения находятся в Нормандии близ Мэй на Орне, Ст.-Реми, ла Феррьер и т. д. Здесь имеется один пласт мощностью в 5—6 и до 8 *м*, залегающий над арморикапскими песчаниками в основании слоев с *Calymene* (анжерские сланцы). Руды залегают в синклиналях интенсивно-складчатой структуры; добыча сосредоточивается в четырех важнейших мульдах. Руда представляет собою оолитовый гематит, являющийся может быть вторичным образованием из железных карбонатов. Она содержит 45—52% Fe при 13—16% SiO_2 и 0,55—0,7% P. Запасы исчислялись в 1910 г. в 1 200 млн. *т*; добыча 1924 г. составила 837 тыс. *т* (по данным Павловского). На востоке синклинали скрываются под мезозойским покровом Парижского бассейна, так что там можно предполагать их продолжение.

В южной Бретани и в Анжу имеются железорудные месторождения в кембрии, в готландских сланцах (Иль-э-Вилэн), в кровле девонских песчаников с *Orthis* и в карбоне, между нижним карбоном и стефанским ярусом (Майенн). Здесь также руды представлены карбонатами и гематитом. Важнейшие руды и здесь относятся к ордовицию. В противоположность Нормандии тут имеется несколько пластов (4—11), залегающих над верхними арморикапскими песчаниками и доходящих вплоть до анжерских сланцев. Здесь железные руды также разрабатываются в синклиналях с ВЗ простиранием, которых имеется целый ряд. Складчатость тут по-

[1] Прежде их считали намюрскими или даже вестфальскими. См. стр. 192—193.

видимому более сложная. Наравне с карбонатами железа и гематитом здесь встречается также и магнетит. Первично здесь вероятно также были оолитовые карбонаты железа, превращенные позднейшим метаморфизмом в магнетит и потерявшие оолитовую структуру. Переход в гематит совершился позднее под действием поверхностных окисляющих вод. Достоверные запасы составляют 150 млн. *т*, вероятные — свыше 500 млн. *т*. Добыча 1924 г. в Иль-э-Вилэн составила 41 000 *т*, в южном Анжу — 393 000 *т* (также по Павловскому; мировая карта месторождений дает для всего района Бретань — Нормандия за 1924 г. несколько меньшую цифру — 1 042 тыс. *т*).

В английской части осадочные железные руды встречаются только в верхне-карбоновых глинистых железняках южного Уэльса (*XII, 51*). Они содержат в среднем 48—55% железа, и запас их равен 15 млн. *т*. Довоенная добыча (1913 г.) — 35 000 *т* в год.

Несколько отличный тип представляют метасоматические красные железняки в каменноугольном известняке южного Уэльса, залегающие в неправильных карманах. Здесь же следует может быть указать несколько более важные в промышленном отношении метасоматические бурые железняки в лесу Дин, залегающие в карманах на границе «жерновых песчаников» и каменноугольных известняков и разрабатываемые у восточного выхода их. Они содержат в среднем 36% Fe, 18% SiO_2 и 0,65% P. Довоенная добыча равнялась 8,5 тыс. *т*. Эти месторождения примыкают скорее к аналогичным месторождениям английского шельфа (ср. *II, 97*).

Жильные месторождения железа известны в Девоне и Корнуоле, но промышленное значение их ничтожно. Можно упомянуть здесь: средне-девонские жилы шпатового железняка в холмах Брендон (Соммерсет) с СЗ — ЮВ простиранием; затем жилы шпатового железняка с марганцовыми рудами в Девоншире (1917 г. — добыча 5 300 *т*) и в Корнуоле, где они связаны с жилами свинцово-цинковых руд. Далее в Корнуоле и Девоншире имеются жилы красного железняка (Бовей-Трэси и Бриксхэм), часть которого перешла в магнетит.

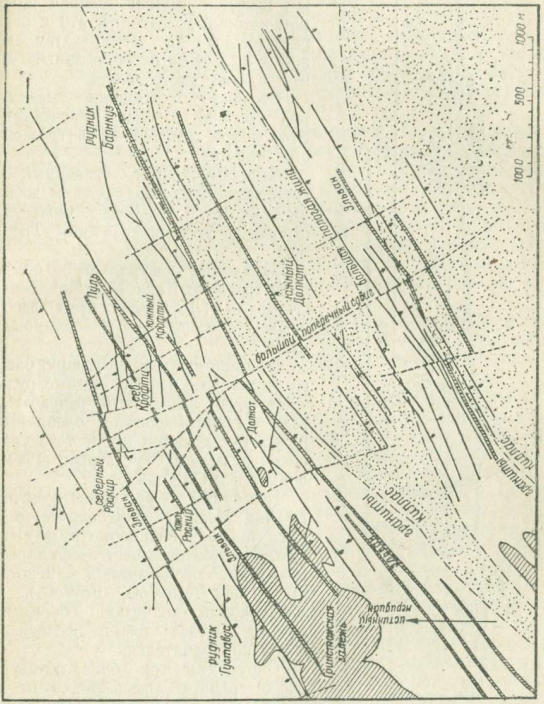
Карбонатовые жилы отчетливо связаны с интрузиями каменноугольных гранитов. Гематиты частью может быть и старше, так как преобразование их вызвано повидимому именно этими гранитами.

Оловянные и медные руды. Оловянные руды Корнуола связаны с контактом карбоновых гранитов и метаморфических, по большей части девонских, сланцев и амфиболитов (киллас) (*III, 62, 63*). Эти сланцы прорезаны многочисленными жилами фельзит-порфира (эльван) преимущественно ВСВ простирания, протягивающимися иногда на 3 *км* от контакта. Рудные жилы связаны с фельзит-порфирами; они часто совпадают со сбросами; пропитывание боковых пород нередко важнее, чем самая жила.

Жильные минералы преимущественно кварц, хлорит, турмалин и небольшие количества плавикового шпата и каолина.

Важнейшие руды — оловянный камень, медный колчедан и медный блеск. Кроме того можно указать на мышьяковый блеск, воль-

фрамит, шеелит, блеклую руду, серебряные руды, висмутовый блеск, никелевые и марганцовые соединения, карбонаты свинца и цинковую обманку. Сравнительно недавно обратили внимание на содержание урана в некоторых рудах (*III, 69*). В настоящее время имеются небольшие разработки урана (южный рудник Террас, руд-


1000 м
500
0
Рудник Дартмут
Рудник Консолидейтед Кларенс
Рудник Консолидейтед Кларенс
Рудник Консолидейтед Кларенс

нитах, следует понимать таким образом, что граниты начинают преобладать с глубиной, так что по мере углубления разработок происходит постепенный переход из области распространения медных руд в область более близких к магме оловянных руд. Вследствие этого добыча меди в Корнуоле значительно уменьшилась. Хорошо известен пример рудника Долкот, который до глубины 270 *м* разрабатывался на медь, затем до 300 *м* на медь и олово, а дальше до 920 *м* — на чистое олово.

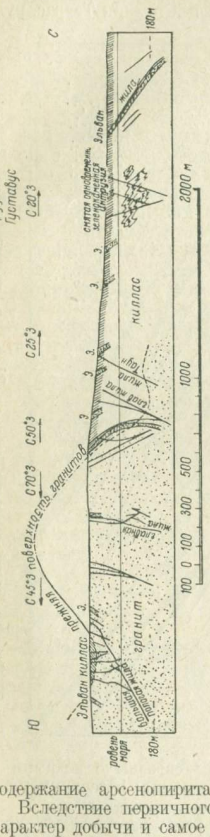


Рис. 71. Профиль рудного поля Кэмборн в Корнуоле. По А. Мак-Алистеру (из Beck, Erzlagerstätten).

Вторичное обогащение медных руд связано с зоной цементации. Этот район делится на 5 важнейших округов:

Западный округ, связанный с гранитами Лэндс-Энд. Центры добычи — Ст.-Ив и Ст.-Джест. Сюда же относится урановый рудник Тренвис.

Западный центральный округ близ гранитов Карн Менелис. Близ Суанпула (Лебединый пруд) здесь встречаются также и свинцовые руды.

Восточно-центральный округ близ гранитов Ст.-Стефен. Медные руды здесь почти выработаны, разрабатываются главным образом оловянные руды. Тут имеются кроме того урановые руды — в Саус-Террас (Грэмпойнт) и в Ст.-Отэлль.

Восточный округ близ гранитов Бодмин Моор. В этом округе имеются также и свинцовые руды. Известное значение имеет здесь также вольфрам, содержащийся в некоторых рудах ($MnWO_4$, $FeWO_4$), и мышьяковый колчедан, обогащенный на выходах; добыча последнего довольно значительна.

Округ Тависток близ дартмурского гранита. Здесь известны 6 жил. Олово в них выработано, медь также не играет большой роли, зато содержание арсенопирита весьма значительно.

Вследствие первичного глубинно-зонального распределения руд характер добычи и самое значение этого района подвергались сильным изменениям. После того как здесь было добыто в общем около 1 млн. *т* меди запасы медных руд повидимому исчерпались.

В 1924 г. имеем следующие цифры добычи: 3 610 *т* оловянных руд с 56% Sn, 1,72 *т* вольфрамовых руд с 68% WO_3, 135 *т* медных руд с 63% Cu, 3 260 *т* As, 302 *т* арсенопирита, 20 *т* урановых руд с 3% окиси урана.

Примыкающие к этому району оловянные россыпи, знаменитые в древности, в настоящее время выработаны.

В южных частях Арморики оловянные руды встречаются редко. Мало важные в промышленном отношении месторождения имеются в южной Бретани близ Пириак и Вильльдер. Они примыкают к гранитам Морбиган и содержат кроме того плавиковый шпат, молибденовый блеск, вольфрамит, мышьяковый колчедан, цинковую обманку и свинцовый блеск. Эти месторождения продолжаются в западной части Центрального плато (*III*, *66*, *71*).

Свинцово-цинковые и сурьмяные руды. По мере удаления от пневматолитической зоны корнуольских гранитов преобладающими становятся свинцово-цинковые руды. Уже в Корнуоле в некотором отдалении от линии контакта известны свинцово-цинковые жилы; они имеют обычно СЮ простирание и в северо-восточном Корнуоле содержат довольно значительные количества сурьмяного блеска. Эти жилы предположительно моложе медно-оловянной группы; некоторые считают их третичными, но это мало вероятно, так как в Бретани нельзя отрицать их связи с карбоновыми интрузиями (*III*, *64*).

В Англии к этой группе относятся только свинцово-цинковые жилы в палеозойских отложениях холмов Мендип. Они уже связаны до известной степени со свинцовыми месторождениями британского шельфа.

Важнее месторождения Бретани (*III*, *68*). Свинцовые руды Ренна (Понтпэан, Пуллауэн, Юэльгоа) прежде разрабатывались довольно усиленно, затем эти разработки были долгое время заброшены; в настоящее время они повидимому снова интенсивно разрабатываются. Здесь имеются жилы СЮ простирания, залегающие в зонах передвижки (брекчии) в силурийских сланцах и гранитах. Последние сильно разрушены у контакта и пропитаны рудными растворами. Важнейшие руды — серебросодержащий свинец и серебросодержащая цинковая обманка. Жильные породы — железный колчедан, кварц и халцедон.

Еще важнее может быть сурьмяные руды Мартинье-Фёршо и Лаваля. Они связаны с сильно разрушенными изверженными дайками в палеозойских сланцах. Эти жилы мощностью до 10 *м* состоят из кварца, кальцита и серицита с небольшими количествами магнитного и медного колчеданов и вторичным пиритом и антимонитом. Руды залегают в форме ступенчатых жил. Иногда встречается бурый шпат, кальцит, золотосодержащий арсенопирит (0,0008% Au) и небольшие количества самородного золота. Сурьмяный блеск также содержит золото (0,0009%). Золото было найдено также и в пустых жилах. Добыча 1924 г. составила: рудник Люсетт: 1 600 *т* руды с 51% Sb и 0—15 *г* золота на тонну; 917 *т* руды с 14% Sb и 0—15 *г* золота на тонну и 1 105 *т* кварца, содержащего 13—1 000 *г* золота на тонну; рудник Роштрежу: 80 *т* руды с 20% Sb

и 0—15 *г* золота на тонну. Известны также мышьяковые руды, содержащие 15 *г* золота на тонну в С.-Пьер-Монлимар. До войны здесь было добыто около 70 000 *т* руды.

Разный характер оруденения Корнуола и Бретани не вполне ясен. Первоначально кажется, что преобладание свинцово-цинковой группы на юге указывает на большее отдаление от поля интрузии. Но карта доказывает неправильность такой точки зрения, так как молодые каменноугольные интрузии распространены в Бретани еще больше, чем на севере. Приходится наоборот думать, что в Бретани обнажены более глубокие горизонты. Возможно, что в Бретани уровень интрузии, соответствующий границе докембрийских и древних палеозойских отложений, с самого начала был несколько выше, т. е. палеозойский покров был менее мощным, так что условия для пневматолитического выделения оловорудной формации были менее благоприятными. Возможно однако, что правильно предположение Берга (принятое им для Гарца), согласно которому оловянные руды относятся к более молодой интрузии, скрытой здесь на юге в глубине. Третья возможность, что свинцово-цинковая группа послепалеозойского происхождения — довольно мало вероятна.

ЛИТЕРАТУРА

1. Arber, E. The upper carboniferous rocks of West Devon and North Cornwall. Quart. Journ. 63, 1907.
2. Asselberghs, E. Correlation between the Meadfoot beds of Devonshire and the Siegenian of the Ardennes. Geol. Mag. 58, 1921.
3. Azéma, L. Note sur les nappes du charriage de la région du Camaret. Bull. soc. géol. Fr. 10, 1910.
4. Barrois, Ch. Observation sur la coupe du Camaret. Bull. soc. géol. Fr. 1909.
5. — Erläuterung zu den Excursionen der franz. geol. Ges. in der Sarthe. Bull. soc. geol. Fr. 9, 1909.
6. — Les divisions géographiques de la Bretagne. Ann. d. Géogr., 1897.
7. — Légende de la feuille de St. Nazaire 1 : 80 000, 1896.
8. — Légende de la feuille de Brest 1 : 80 000, 1902.
9. — Mémoire sur la faune du Grès armoricain. Ann. soc. géol. Nord 19, 1891.
10. — La faune du calcaire d'Ebraye. Mém. soc. géol. Nord 3, 1899.
11. — Mémoire sur la calcaire devonien de Chaudefonds. Ann. soc. géol. Nord 13, 1886.
12. — Le bassin de Ménez-Bélair. Ann. soc. géol. Nord 22, 1895.
13. — Bretagne, Guide VIII. Congr. intern. Paris, 1910.
14. — Les relations du dévonien de Bretagne avec celui des Ardennes. Ann. soc. géol. Nord 27, 1898.
15. — Sur le gisement des roches cristallines anciennes du massiv de Paimpol. Ann. soc. géol. Nord 28, 1898.
16. — Mémoire sur la distribution des Graptolites dans la France. Ann. soc. géol. Nord 20, 1892.
17. Bergeron, J. Sur l'éxistance probable de nappes de charriage en Bretagne. Bull. soc. géol. Fr. 1909.

18. Bigot, A. et Sudry, L. Structure et conditions de dépot des calcaire cambriens de basse Normandie. Caen, 1912.
19. Bigot, A. Le massiv ancien de la basse Normandie. Bull. soc. géol. Fr. 4, 1904.
20. — Tectonique de la partie Normande du massiv armoricain. C. R. Congr. intern. géol. XIII, Lüttich, 1924.
21. — La basse Normandie. Rev. de Géographie 7, 1913.
22. — Géologie de la presqu'île du Cotentin. Cherbourg, 1905.
23. Bonney, T. G. The cristalline rocks of the Lizzard. Cambridge, 1914.
24. Born, A. Die Calymene Tristani-Stufe bei Almaden, ihre Faunengliederung und Verbreitung. Abh. Senck. Nat. Ges. 36, 1916.
25. Bureau, A. Notice sur la Géologie de la Loire-Inférieure avec Listes des Végétaux fossiles par Bureau, E. Nantes et la Loire-Inférieure, III. Nantes, 1900.
26. Carpentier, A. Le carbonifère inférieur du bassin de la basse Loire. Congr. strat. carbon. Heerlen, Lüttich, 1928.
27. Champernowne, A. Structure of North and South-Devon. Geol. Mag., 1878.
28. Cole, G. The structure of Ireland. Knowledge 21, 1898.
29. — Description of a map showing the surface-geology of Ireland. Depart. Agric. Ireland, 1920.
30. — The problem of the Bray-Series Proc. R. Ir. Ac. 36, 1921.
31. — Some features of the armorican foldings in southern Ireland. C. R. congr. intern. géol. XIII, Lüttich, 1924.
32. Collins, F. Note on the Culm of South Devon. Quart. Journ. 57, 1911.
33. Delépine, G. La transgression de la mer carbonifèrienne et les modifications de la faune au début du Viséen de l'Europe occidentale. C. R. XIII Congr. intern. géol. Brüssel, 1922.
34. Deslongchamps, E. Terrain carbonifère dans le departement de la Manche (Regné-ville). Mém. soc. Linn. Norm. 10, 1856.
35. Evans, J. and Pocock, R. The age of Morte Slates. Geol. Mag. 9, 1912.
36. Ferronière, G. Sur un gisement eifélien du synklinal de la Basse Loire. C. R. Ac. Sc. Paris 170, 1920.
37. Groom, Th. On the geolog. structure of the Malvern and Abberley Hill. Quart. Journ. 56, 1900.
38. Henry, Mc. Report on the Dingle Bed rocks. Proc. R. Ir. Acad. 21, 1912.
39. Jukes-Browne, A. and Bullen Newton. The fossils found on the site of the Torquay Museum (Devon). Geol. Mag. 1, 1914.
40. Jukes-Browne, A. J. The building of the british isles. London. 1922.
41. Kerforne, F. Étude tectonique de la région du sud de Rennes. Bull. serv. c. géol. Fr. 23, 1919.
42. — Sur la tectonique du Massif Armoricain. C. R. Ac. Sc. 171, 1920.
43. — Contribution à l'étude de la tectonique du massif armoricain. C. R. congr. intern. géol. XIII, Lüttich, 1924.

44. Kerforne, F. Étude de la région silurique de la presqu'île de Crozon. Rennes, 1901.
45. Lebesconte. Essai d'un catalogue raisonné des fossiles siluriens. A. F. A. S. Nantes, 1875.
46. — Briovérien et silurien en Bretagne et dans l'Ouest de la France et leur séparation par les poudingues rouges. Bull. soc. géol. Fr. 28, 1900.
47. Lecornu, L. Sur les plissements siluriens dans la région du Cotentin. Bull. serv. c. géol. Fr. 33.
48. Oehlert, D. P. Mayenne et Sarthe, Livret-guide. VIII congr. intern. géol. Paris, 1900.
49. — Sur le Dévonien des environs d'Angers. Bull. soc. géol. Fr. 17, 1889.
50. Oehlert P. et A. Bigot. Note sur le massif Silurien d'Hesloup. Bull. soc. géol. Fr. 26, 1898.
51. Péneau, J. Études stratigraphiques et paléontologiques dans le sud-est du massif armoricain. Bull. soc. des sciences natur. de l'ouest, 4 série, v. 8. 1928. Laval.
52. Piquenard, Ch. Sur le carbonoférien du sud du département du Finistère. C. R. XIII Congr. intern. géol. Brüssel, 1922.
53. Reynolds, S. A silurian inlier of the eastern Mendips. Quart. Journ., 63, 1907.
54. Reynolds, S. and Vaughan, A. Faunal and Lithological sequence in the carboniferous limestone Series of Burrington Combe, Somerset. Quart. Journ. 67, 1911.
55. Sibly, T. The faulted region of Carboniferous Limestone at Upper Vobster, Somerset.
56. Simoens, G. The Tipperary Coalfields. Mem. on the coalfields of Ireland. Dublin, 1921.
57. Termier, P. Roches eruptives dans le terrain houiller de Littry. C. R. Ac. Sc. Paris 167, 1918.
58. Thomas, H. and Jones, O. On the cambrian and praecambrian roks of Brawdy, Hayscastle and Brimaston, Pembrokeshire. Quart. Journ. 68, 1912.
59. Ussher, W. A. The Geology of the country around Exeter. Mem. geol. survey 1902. Expl. sheet 325.
60. — The Geology of the country around Plymouth and Liskeard. Mem. geol. survey 1907. Expl. sheet 348.
61. Whidborne, G. Devonian fauna of the South of England. Pal. Soc. 1, 2, 3, 1889—1907.

Месторождения полезных ископаемых

62. Donald, A. Mc. Alister. Geological aspect of the lodes of Cornwall. Econom. Geol., 1908.
63. Dewey, H. Copper ores of Cornwall and Devon. Spec. rep. min. res., 27, 1923.
64. — Lead, silver and zink ores of Cornwall, Devon and Somerset. Spec. rep. min. res. 21, 1921.
65. Friedensburg, F. Der Eisenbergbau in Nordwestfrankreich. Glückauf, 1916.

66. Launay, de L. Traité des gîtes minéraux et métallifères. Paris-Liège, 1913.
67. Pawlowski, A. Le minerai et les mines de fer en France. Paris, 1926.
68. — La renaissance des mines métalliques de Bretagne. Paris, 1929.
69. Penrose, R. A. The Pitchblende of Cornwall. Econom. Geol. 10. 1915.
70. Simmersbach, Br. Die Ergebnisse der neueren Tiefbohrungen im Steinkohlenfeld von Kent und die geol. Stellung der dort. Kohle. Z. f. pr. Geol., 1918.
71. Tornquay, R. Contribution à l'étude des gîtes d'étain. Bull. soc. française de minéral. 35, 1912.
72. Le sous-sol de la France. Répertoir annuel des mines et gisements de France. Paris, 1927.

Глава четвертая

ЦЕНТРАЛЬНОЕ ПЛАТО ФРАНЦИИ

1. ГРАНИЦЫ И ФОРМА

Центральное плато Франции во многих отношениях, даже в отношении размеров, является аналогом Богемского массива. В настоящее время оно представляет собою более или менее правильный прямоугольник, к которому на северо-востоке примыкает «горст» Морван; в отношении границ молодой тектоники этот последний является зеркальным отражением Тюрингенского леса. На юге же в структуре Черной горы («Montagne Noire») с полной свитой древне-палеозойских слоев мы встречаем новый элемент, чуждый средне-европейским варисским образованиям, эквивалент которому можно найти разве только в альпийской грауваккоой зоне или в палеозое Граца. Это — часть палеозойской южно-европейской геосинклинали, форма которой изменилась далее к востоку под воздействием альпийской дуги.

Северная и южная границы определяются погружением под мезозойскую трансгрессию (Парижский бассейн, Косс), тогда как на востоке и юго-западе имеются тектонические границы. В этом также можно видеть аналогию с Богемским массивом, которая усиливается еще тем, что на ЮЗ в направлении аквитанского бассейна наблюдается слабая тенденция к надвигу, тогда как на востоке в направлении бассейна Соны и Роны имеется местами обрыв (на севере), — местами надвиг восточного бассейна на З на кристаллический массив (Севенны). Таким образом здесь имеется глыба, косо приподнятая на ЮЗ; насколько можно судить по прибрежным осадкам, на востоке и на западе поднятие началось уже в мезозое, затем оно резко усилилось под влиянием альпийской складчатости.

Альпийская складчатость несомненно оказала сильное влияние

на общую форму плато; древне-третичный пенеплен, который может быть установлен здесь бесспорно, подвергся при этом сильному

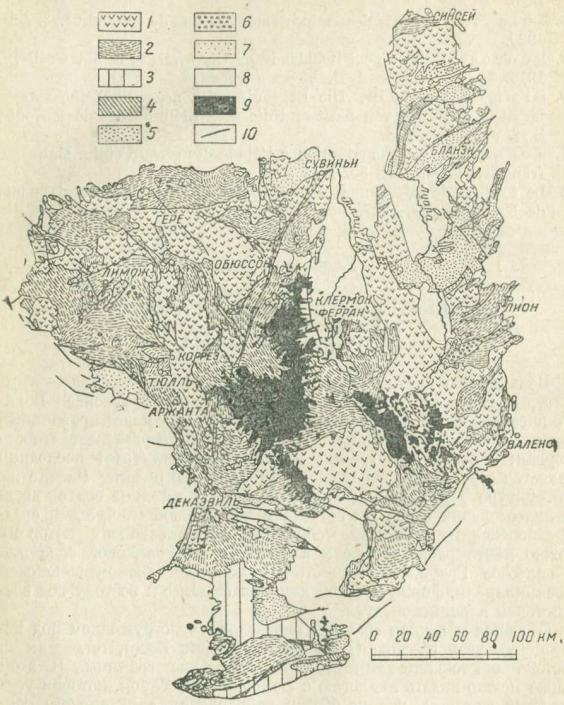


Рис. 72. Обзорная карта Центрального плато. По Ф. Э. Зюссу и Вальдману.

1—варисский батолит; *2*—гнейсы и слюдяные сланцы; *3*—кембросилур; *4*—девон; *5*—н. карбон; *6*—в. карбон; *7*—пермь; *8*—мезозойские и третичные отложения; *9*—третичные излившиеся породы; *10*—линия нарушения.

разрушению, и в настоящее время он встречается на высотах от 250 до 1 876 *м*, причем перекрывающие его молодые вулканические массы еще значительно усложняют морфологическую картину. За

счет этих молодых крупных складчатых образований нужно отнести расчленение северного края на западное высокое плато (цепь Пюи), впадину Лимань, выступ Форэ, впадину Луары, «горст» Морван; простирание отклоняется в соответствии с альпийской дугой. В общем опять-таки намечается сходство в крупных чертах с расчленением Верхне-рейнских гор или внутреннего богемского третичного бассейна.

Это расчленение мало связано с внутренней структурой всего массива. *Но и сама внутренняя структура не однородна,* а скрывает в себе разнородные элементы разного возраста. От прежнего представления об этой глыбе, как об узле, образованном столкновением северо-западных армориканских и северо-восточных варисских дуг, следует в настоящее время отказаться, так как при такой точке зрения пришлось бы объединять совершенно разнородные по времени элементы. Действительно здесь нужно строго различать три различных элемента: 1. Кристаллический фундамент, который возможно также скрывает в себе разные элементы. 2. Древне-варисское основание, представленное на юге совершенным, а на востоке прерывистым циклом осаждения; в центральной области его удается установить только на основании больших гранитных интрузий. 3. Поздне-варисскую «перестройку» со стефанско-нижнепермским накоплением осадков и заальской тектоникой, которая вызвала изменение древней складчатой тектоники. Так называемое «столкновение» связало эти три элемента совершенно произвольно; в действительности они несогласно врезаются друг в друга.

2. КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ ФУНДАМЕНТ

Выяснить стратиграфические условия и возраст кристаллических частей Центрального плато в настоящее время еще невозможно, так же как это невозможно и для других частей средне-европейского фундамента. Слишком смелым было бы считать все метаморфические породы Центрального плато докембрийскими; но с другой стороны из работ Мурэ (*IV, 34, 35*) совершенно ясно, что метаморфизм больших комплексов закончился еще до интрузий периода каменноугольной складчатости. Но нижние пределы довольно неопределенны: кристаллические сланцы на юге переходят повидимому без перерыва в метаморфизме в кембрийские отложения Черной горы; в породах же западного края наблюдаются непрерывные связи с альгонкскими отложениями Бретани. Возможно поэтому, что в некоторых сериях участвуют более древние осадки вплоть до кембрийских, и здесь в таком случае можно предполагать каледонский метаморфизм. Распространять этот вывод на всю совокупность кристаллических сланцев было бы конечно ошибочным. Если искать аналогии с восточными областями, то прежде всего бросается в глаза, что настоящие катагнейсы здесь сравнительно редки, а слюдяные сланцы, свойственные в Богемском массиве только определенным краевым зонам, имеют здесь значительно большее распространение. Судя по этому, мы имеем здесь более высокую зону метаморфизма.

Мурэ уже много лет тому назад нашел, что в западной краевой области можно различить две разных серии: собственно гнейсы и метаморфизованные осадки. Гнейсы он подразделяет далее на: 1) нормальные биотитовые гнейсы и частью кордьеритовые гнейсы, тонко рассланцованные и связанные переходами с более распространенной фацией гнейсовых слюдяных сланцев и слюдяных сланцев; сюда же он причисляет и очковые гнейсы; 2) лептиниты — светлые зернистые гнейсы с менее ясной рассланцованностью и более бедные слюдой; по Ф. Э. Зюссу (*XII, 41*), они аналогичны некоторым биотитовым гнейсам Богемского массива; 3) амфиболиты, залегающие в гнейсах в виде согласных включений и представляющие обычно довольно значительные массы; считать их самостоятельным стратиграфическим горизонтом повидимому нельзя; ультраосновные породы (серпентины) здесь сравнительно редки.

Метаморфизованные осадки более разнообразны. Наряду с различными филлитами (в числе которых встречаются графитовые, хлоритовые и серицитовые сланцы и которые сами по себе являются переходом к слюдяным сланцам) здесь известны метаморфические конгломераты, аркозы, кварциты и т. д. Зато основные изверженные породы здесь повидимому отсутствуют, и лишь изредка встречаются известняки; в гнейсовой серии дело обстоит впрочем также.

В известном смысле здесь можно говорить о переходах между этими двумя сериями, но метаморфизм не зависит от распространения каменноугольных гранитов, которые проникают в виде инъекций в обе серии и в обеих образуют вторичные контактовые области.

Возрастные отношения в настоящее время еще очень неясны; своеобразная тектоника метаморфических осадков западного края, которые лежат повидимому в верхних горизонтах гнейсовой серии, могла бы свидетельствовать о более молодом возрасте этих толщ. Но с другой стороны можно предполагать, что имеющиеся здесь гнейсы представляют собою ортогнейсы, которые и вызвали метаморфизм. Далее следует подчеркнуть, что в центральных частях также местами наблюдается обратная последовательность пластов с метаморфизмом, затухающим в направлении нижних горизонтов; это указывает повидимому на то, что в слюдяных сланцах и филлитах могут быть заключены и диафториты, как это часто бывает в Богемии.

Несколько более определенную картину можно получить, если воспользоваться некоторыми новейшими указаниями де Лоней (*IV, 25*) об условиях залегания. Де Лоней указывает, что средние части Центрального плато соответствуют собственно ядру антиклинали, которая тянется с СЗ, т. е. из Бретани, и крылья которой расходятся веерообразно в ЮВ направлении (см. рис. 60). Эта во всяком случае еще каледонская складка Корнуола в Бретани состоит из докембрийских сланцев и филлитов с ядром из двуслюдяного гранита (гранулит французских геологов). Покровные породы крупной складки раздваиваются на ЮВ; одна ветвь отклоняется на восток и сопровождается резко складчатым альгонком, —

она образует северный край Центрального плато; другая ветвь протягивается сначала в ЮВ, а затем в ЮЮВ направлении и отделяет низкую западную внешнюю зону (зона Тюлль) от более высокого восточного плато Юссель. Между этими двумя расходящимися крыльями как бы в ядре главной антиклинали обнажается большая гранитная масса Гэрэ, а дальше к юго-востоку — гнейсовое основание средней части Центрального плато под третичными вулканами Велэ и Обрак (см. рис. 72).

Если исходить из этого весьма характерного расположения элементов, то можно допустить, что оба крыла представляют собою эквиваленты докембрия Бретани, под которыми обнажается древнее ядро.

Если откинуть для начала мало исследованное и слабо обнаженное северное крыло главного поднятия, которое отклоняется на восток и как бы указывает на переход к варисской дуге, то в западной части Центрального плато можно различить (с запада на восток) три зоны (по Мурэ, *IV, 34, 35*).

1. Западную зону Тюлль [ЮЗ крыло главной антиклинали, отличающееся морфологически незначительными поднятиями (300—500 *м*)].

2. Среднюю зону Юссель с высотами 700—850 *м*.

3. Юго-восточную зону Велэ-Обрак, местами значительно более высокую (свыше 1 000 *м*).

Эти зоны заострены к югу, что обусловливается ходом пограничных линий. Эти пограничные линии представляют собою одну из характерных особенностей строения этой местности. Между тюллькой зоной и плато Юссель проходит нарушение Аржента с ССЗ простиранием, которое можно проследить в настоящее время больше чем на 250 *км*; оно характеризуется на всем протяжении широкой полосой милонитовых пород; в нем залегает несколько мелких месторождений угля. Между плато Юссель и восточной зоной проходит знаменитый «угольный канал» с ССВ простиранием, который заключает в себе многочисленные мелкие угольные бассейны; тектонические движения были здесь безусловно довольно интенсивными. В настоящее время можно считать доказанным, что тектоника этих пограничных линий — поздне-палеозойская, но самая структура должна быть древнее, так как простирание кристаллических сланцев в значительной степени подчиняется этим границам.

Внутренняя структура этих трех зон очень различна.

Зона Тюлль представляет собою чрезвычайно сложный элемент, который в целом образует дугу, открытую к ЮЗ. В ядре обнажается центральная кристаллическая зона, состоящая из гнейса, лептинита и амфиболитов. Крутая сланцеватость встречается здесь лишь изредка; на севере и на юге особенно преобладают пологие гнейсовые купола (см. профиль, рис. 74). На западе к этому району примыкает зона крутых изоклинальных складок, состоящих из метаморфических сланцев и песчаников с метаморфизмом, затухающим к наружному краю вплоть до появления пород с обликом кровельных сланцев. На востоке в непосредственной близости от трещины

Аржента имеются еще следы восточной метаморфической зоны, которая частью уходит повидимому под гнейсы; действительно ли мы имеем здесь дело с симметричным западной зоне восточным крылом, или же породы представляют собою частично диафториты, остается еще не решенным вопросом. Во всяком случае общая картина района Тюлль сильно напоминает условия Саксонско-тюрингенской области; на известную связь ее с Рудными горами указал еще Ф. Э. Зюсс (*XII, 41*).

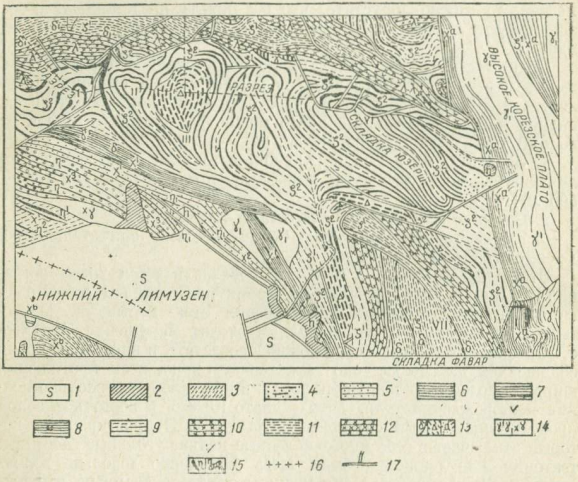


Рис. 73. Западный край Центрального плато. По Мурэ (из Ф. Э. Зюсса, *XII, 41*).

1—юрские и пермские отложения; *2*—каменноугольные отложения; *3*—горизонт Женн; *4*—горизонт Лавуай; *5*—горизонт Донзенак; *6*—горизонт Пайзак; *7*—сланцы Корреэ; *8*—сланцы Террассон; *9*—слюдяные сланцы и верхние гнейсы; *10*—верхние лептиниты; *11*—слюдяные сланцы и нижние гнейсы; *12*—нижние лептиниты; *13*—амфиболиты; диориты; зернистый гнейс; *14*—гранулиты; порфироиды; *15*—диабазы (покровы); породы Лаверны; *16*—синклинали; *17*—трещины.

Характер примыкающего с востока плато Юссель отличается довольно резко; прежде всего здесь совершенно нет такого разнообразия кристаллических сланцев; лептиниты, метаморфические псаммиты и амфиболиты не представлены совершенно; наряду со слюдяными сланцами и серицитовыми филлитами (с небольшим количеством извести) здесь следует отметить прежде всего гнейсы Обюссона, своеобразные сильно катакластические зернистые гнейсы с кордьеритом и гранатом; Мурэ подчеркивал недавно (*IV, 36*), что они безусловно догранитовые. Основной слагающей породой

этой зоны являются граниты и прежде всего биотитовые граниты (повидимому несогласные), примыкающие к массиву Гэрэ, а затем так называемые «гранулиты» — светлые аплитовые двуслюдяные граниты, частью рассланцованные и следующие почти СЮ (основному) простиранию этой зоны. Обе эти породы во всяком случае моложе кристаллической серии, в которую они местами внедрены; по аналогии с восточными условиями можно допустить, что они поднялись в период карбона. Их взаимоотношения не вполне ясны, но допускают, что аплитовые граниты (гранулиты) моложе.

Дальнейшей характерной чертой этой области являются многочисленные милонитовые зоны, прорезающие местами и граниты

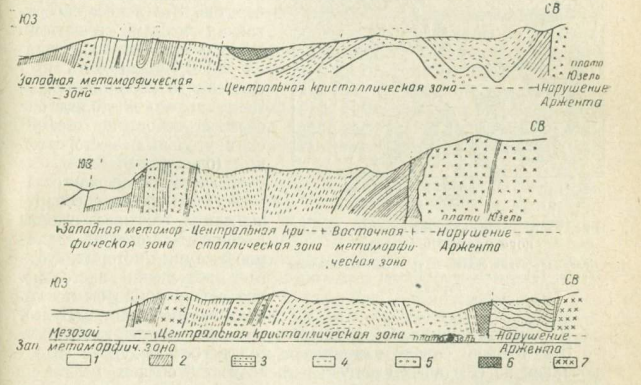


Рис. 74. Три профиля западного края Центрального плато (наверху СЗ, внизу ЮВ). По Мурэ, 1900.

1—покровные породы; *2*—метаморфические сланцы; *3*—аркозы и песчаники (метаморфические); *4*—гнейс; *5*—лептинит; *6*— амфиболит; *7*—гранит.

(IV, 37). Они связаны не только с нарушением Аржента, но полосы их с СЮ (до ССЗ—ЮЮВ) простиранием встречаются еще в ряде других мест (например зона Понтарион). В сопровождающих их породах встречаются диафториты гранитов и других пород, которые прежде определялись ошибочно как кристаллические сланцы или частью как кульмские отложения. К этой же категории относятся многочисленные кварцевые жилы (частью с оловянными рудами), которые напоминают условия богемского пфаля. В общем древняя структура изменила здесь свой характер под влиянием каменноугольной тектоники, и создавшиеся условия сильно напоминают гранитовые краевые зоны молданубского комплекса.

Восточная зона опять-таки дает довольно отличную от предыдущих картину. Простирание изменчивое, в общем центральная часть (Канталь) образует выпуклую к югу дугу, приблизительно

в форме латинской буквы U (М. Буль, *IV, 10*). Эта дуга отчетливо прижимается на западе к большой каменноугольной впадине. Падение к центру по большей части крутое. Характерно, что молодые изверженные образования Канталя лежат в фокусе этого полуэллипса.

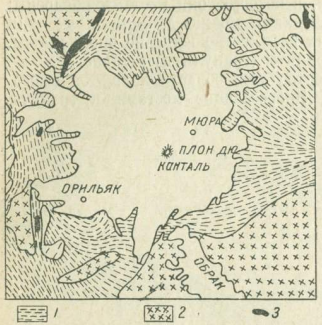


Рис. 75. Карточка средней части Центрального плато. По М. Буль.

Белое—третичные осадки и третичные излившиеся породы; *1*—кристаллические сланцы; *2*—гранит; *3*—карбон.

В северном отделе господствуют листоватые спутано-чешуйчатые гнейсы и кордьеритовые гнейсы с залежами мрамора; в них имеются очень многочисленные включения амфиболитов. Эта полоса, прерываемая местами гранитами и все больше отклоняющаяся к СВ, может быть прослежена до восточного края Центрального плато, где она образует основание стефанских угольных месторождений (близ Ст.-Этьенна.

К югу метаморфизм ослабевает: под гнейсами обнаруживаются слюдяные сланцы и филлиты, степень метаморфизации которых убывает постепенно настолько, что можно было бы искать в них окаменелости (Буль).

На юге этот комплекс пород срезается севеннскими гранитами. Эти условия сильно напоминают молданубскую дугу с ее основанием из слюдяных сланцев; в гнейсах этой области мы имеем весьма возможно древнейшие породы Центрального плато.

3. ВАРИССКИЙ ФУНДАМЕНТ НА ВОСТОКЕ

Выше неоднократно упоминались уже варисские граниты, образующие к востоку от описанного района главную массу Центрального плато. Эта исполинская гранитная область образует на поверхности огромную подкову, концы которой обращены на запад, отделяющую западные кристаллические сланцы от восточных девоно-карбоновых и других мало распространенных более древних свит (см. рис. 72). Можно проследить сплошную полосу этих гранитов, начиная от массива Гэрэ через основание вулканов Пюи к востоку в Маконнэ и Божолэ, где она отклоняется к югу, переходя в область Велэ; здесь от нее отходит мощная ветвь, простирающаяся в ЮЗ и З направлении — к Севеннам.

Характер этих гранитов повидимому очень однородный, причем и здесь также можно установить две разновидности: биотитовые граниты и двуслюдяные аплитовые граниты (гранулиты).

Биотитовые граниты в центральных частях — грубо-порфировые с крупными ортоклазами; по краям равнозернистые, отчасти аплитовые; переходят в микрограниты (аплиты). В краевых частях наблюдается нередко параллельная текстура. Контактово-метаморфическое воздействие на боковые породы ограничивается по большей части лишь узкими зонами.

Двуслюдяные аплитовые граниты (гранулиты) обычно мелкозернистее; часто (как было указано выше) они залегают согласно, и в них наблюдается ясно выраженная параллельная текстура. М. Буль указывает на значительно более интенсивное и более стойкое воздействие на боковые породы в Кантале, но и здесь еще не может быть речи о настоящем огнейсовании.

Известны также аплитовые и лампрофировые сопровождающие породы.

Что касается возрастных соотношений, то аплитовые граниты (дайки) принято считать более молодыми, хотя это может казаться несколько странным в связи с резко выраженной параллельной текстурой, согласным залеганием и более сильным инъекционным воздействием. Можно вообще предполагать, что эти огромные массивы неоднородны, и что впоследствии удастся установить еще несколько фаз интрузии.

Главная интрузия произошла в период нижнего карбона, так как, по Мишель-Леви *(IV, 30)*, турнэйские отложения контактно-метаморфизованы, тогда как в визе встречается уже гранитная галька; это соответствует условиям Шварцвальда. Изверженная деятельность несомненно продолжалась еще и в век визе, что подтверждается многочисленными эффузивными породами.

Граниты преобладают в фундаменте девоно-карбоновых свит восточного края и отделяют их от кордьеритовых и филлито-слюдяно-сланцевых зон, представляющих собою восточные слабо выраженные эквиваленты западного фундамента.

Общая картина такова: гнейсо-филлитовое ядро, гранитовые крылья, девоно-карбоновые синклинали. *Граниты и здесь также лежат повидимому на границе большого несогласия между фундаментом и основанием.*

Обратимся теперь к стратиграфии основания. Базисом могут служить старые работы Жюльена *(IV, 19)* и фундаментальные исследования А. Мишель-Леви *(IV, 30)*, произведенные им в Морване и верховьях р. Луары. Обе эти области содержат два важнейших и в сущности единственных местонахождения девоно-карбона (за исключением неясных остатков близ Бланзи-Крёзо).

Девон поддается расчленению только в северной синклинали (Морван), так как дальше к югу он был сильно метаморфизован. Самый глубокий известный горизонт относится к низам верхнего девона (франский ярус). Местами можно провести следующее деление сверху вниз:

Плитчатые известняки с криноидеями.

Красноватые доломитовые известняки с брахиоподами.

Серо-голубые известняки с кораллами.

Фауна в отдельных случаях не поддается диференциации.

Прежде всего здесь встречаются: *Heliolites porosa, Cyathophyllum caespitosum, Favosites cervicornis, Alveolites suborbicularis, Stromatopora concentrica, Orthis striatula, Spirifer undiferus, Sp. Verneuili, Cyrtina heteroclita, Atrypa reticularis, A. aspera, Rhynchonella subwilsoni, R. cuboides, R. daleidensis, Pugnax pugnus, Pentamerus brevirostris, Camarophoria microrhyncha, Chonetes sarcinulata, Productus subaculeatus, Strophalosia productoides, Phacops fecundus* var. *supradevonica.*

Верхи верхнего девона представлены песчаными серо-зелеными сланцами, заканчивающимися наверху аркозами и в стороны нередко переходящими в туфы. Здесь имеются порфиритовые излияния (альбитофиры) и кроме того диоритово-диабазовые породы (амфиболиты); многие французские геологи считают их известняками, измененными под действием гранита; но следует подчеркнуть их аналогию с изверженными амфиболитами девоно-карбоновой серии Шварцвальда.

Фауна представлена известными средне-европейскими цефалоподами (Диу, Бурбон-Ланси и т. д.): *Orthoceras, Gonioclymenia* aff. *pessoides, G. plana, G.* cf. *speciosa, Oxyclymenia* cf. *striata, Pseudoclymenia Sandbergeri, Cheiloceras* sp. Кроме того: *Dechenella pusilla, Phacops cryptophtalmus, Entomis serratostriata.* По Шиндевольфу, мы имеем здесь весьма вероятно зоны II—V, а может быть даже и более глубокие элементы цефалоподовых фаций (находка *Gephyroceras).*

В нижнем карбоне можно опять-таки ясно различить два отдела, причем нижний турнэйский лучше развит в северной синклинали Морван, тогда как верхний (визе) представлен более полно на юге.

Низы нижнего карбона начинаются в Морване калиевыми порфирами (ортофирами); над ними лежат аркозы с остатками растений *(Bornia, Stigmaria),* далее следуют конгломераты с прослоями сланцев, переходящие в стороны в граувакки, а выше всего лежат черные граувакковые сланцы с фауной, представляющей переход от турнэя к визе, которые следует все же относить еще к нижним горизонтам.

Фауна очень богатая; из числа представителей, описанных Жюльеном и Мишель-Леви, укажем: *Ostracoda, Phillipsia Derbyensis, Ph. Barrandei, Griffithides seminiferus, Brachymetopus Duponti, Orthoceras, Loxonema acutum, L. Lefeburei, Schizostoma crateriforme, Capulus fimbriatus, Phanerotinus serpula, Bellerophon sublaevis, Portlockia pygmaea, Sanguinolites inconspicuus, Edmondia scalaris, Parallelodon meridionalis, P. bistriatus, Aviculopecten* cf. *granosus, Conocardium* cf. *irregulare, Productus scabriculus, Pr. semireticulatus, Chonetes variolata, Ch. Giraudi, Orthotetes crenistria, Rhipidomella Michelini, Spirifer tornacensis, Sp. Roemeri, Sp. Urii, Sp. distans, Martinia lineata, Spiriferina partita, Sp. octoplicata, Athyris Royssi, A. lamellosa, Glauconome pulcherrima, Rhynchonella acutirugata, Dielasma insigne, Fenestella plebeja, Archaeocidaris Nerei, Palaechinus Rutoti, Granatocrinus, Actinocrinus, Poteriocrinus, Amplexus coralloides, Zaphrentis, Cyathaxonia, Syringopora distans* и т. д.

Верхи нижнего карбона можно подразделить в Морване на нижние частью пизолитовые, частью плотные известняки с кораллами, брахиоподами и фораминиферами; над ними туфы с антрацитовыми сланцами и ортофирами, затем черные богатые слюдой туфы с микрогранулитом (кварцевым порфиром), которые в верхнем визе встречаются уже в виде гальки. Нужно подчеркнуть, что известняки распространены здесь сравнительно слабо, и что верхние свиты частью перекрывают своими базальными конгломератами турнейскую свиту.

В луарской синклинали эта свита развита лучше. Нижние отложения визе, мощность которых увеличивается обычно к востоку, начинаются песчаными сланцами с *Spiriferina* и *Phillipsia*; продуктиды (переходная фауна) представлены здесь слабо. Выше можно провести фациальное подразделение на брахиоподовые известняки (известняки Реньи) и рифовые известняки (Ардуазьер).

Известняки Реньи содержат: *Productus pustulosus, P. corrugatus, P. semireticulatus* var. *concinnus, Chonetes papilionacea, Davisiella comoides, Orthis, Lamellibranchiata, Gastropoda, Foraminifera (Saccamina, Cribrospira, Endothyra)*. Рифовые известняки Ардуазьера содержат: *Lithostrotion junceum, L. irregulare, Diphyphyllum, Amplexus, Syringopora ramulosa* и кроме того *Archaeocidaris Urii, Palaechinus Lacazei, Productus giganteus, P. corrugatus, Orthotetes Sharpei, Spirifer bisulcatus, Phillipsia Eichwaldi*.

В верхних горизонтах имеем дальше конгломераты с известняковой и гранитовой галькой, затем порфировые туфы (микрогранулит) с кульмовой флорой *(Lepidodendron Veltheimi, Asterocalamites scorbiculatus, Sphenopteris Schimperi)*, антрацитовыми прослоями и порфировыми дайками.

Крайние западные выходы лежат частью вблизи вулканов Пюи: Жюльен различает здесь еще нижние строматопоровые известняки с *Poteriocrinus crassus* и верхние песчаники с антрацитом, *Asterocalamites scorbiculatus* и *Cardiopteris polymorpha*.

Таким образом историческое развитие можно повидимому проследить, начиная от верхнего девона, причем этот последний заметно трансгредирует на кристаллические сланцы (см. рис. 83). Углубление бассейна в верхнем девоне соответствует тому, что мы знаем в южных Вогезах и в южном Шварцвальде, хотя это правда только край области распространения трансгрессии; в районе Морван — Луара мы имеем повидимому самые глубокие части этой впадины.

Турнейские отложения с более крупнозернистыми осадками указывают повидимому на регрессию, причем в области верхнего Рейна опять-таки совершенно отсутствует морская фауна. В основании отложений визе можно установить небольшое несогласие. Гранитная интрузия относится именно к этому времени. Затем наступила новая трансгрессия в век раннего визе, которая захватила Вогезы (Бурбах), но не дошла до Шварцвальда. В средневизейское время имела место новая регрессия, а в верхне-визейское время — усиленная изверженная деятельность. Это опять-таки всецело отвечает условиям Шварцвальда. В послевизейское время

начинается образование синклинальных складок. На основании несогласного залегания верхних конгломератов и туфов можно предполагать, что здесь мы имеем дело уже с верхним карбоном (намюрский ярус); на эту точку зрения встал отчасти и Жюльен. А. Мишель-Леви наоборот относит всю серию к верхне-визейским образованиям; в таком случае здесь получается полное соответствие с верхне-кульмскими условиями Шварцвальда.

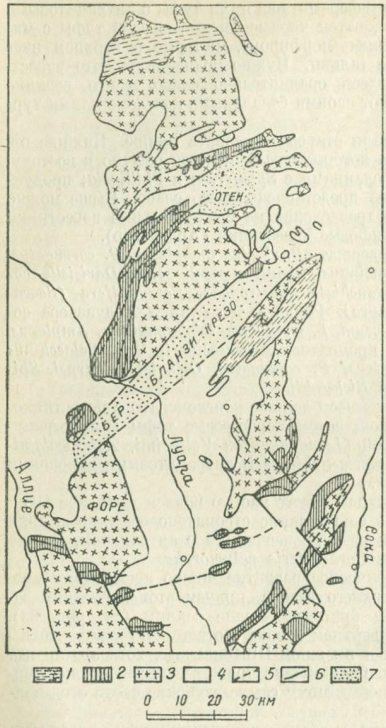


Рис. 76. Карта выступа Морван и Форэ. По А. Мишель-Леви.

1—кристаллические сланцы; *2*—девон и н. карбон; *3*—гранит; *4*—мезозой; *5*—антиклинальная ось; *6*—нарушения; *7*—стефанско-пермские отложения (схематично).

Ввиду того, что морской верхний девон и аналогичный нижний карбон имеются также и в Черной горе, область Морвана представляет собою повидимому трансгрессионный пролив, образовавшийся в период верхнего девона, проходящий с севера на юг и соединяющий Среднюю и Южную Европу; его восточный берег соответствовал Шварцвальду и западному центральному массиву Альп. Древняя структура впадины рр. Роны и Соны обнаруживается очень отчетливо, ясно выражена здесь также аналогия с северо-южным проливом, образованным трансгрессией в Силезии и Моравии правда в несколько более ранний период (средний девон).

Из этого описания следует, что хотя бретонская дислокация и

намечается в Центральном плато, но она здесь значительно слабее, чем в Шварцвальде. Наряду с нею мы имеем здесь повидимому еще внутри-визейские движения, о значении которых можно сказать лишь очень мало.

Заключительная фаза и самая сильная складчатость опять-таки аналогичны в обеих областях. Трудно сказать с уверенностью, произошло ли образование складок в судетскую или в астурийскую фазу, так как здесь отсутствуют вестфальские осадки; вероятнее первое предположение, так как самые нижние горизонты верхнего карбона, по новейшим данным, — верхне-вестфальские и должны в таком случае лежать под астурийским несогласием.

В общих чертах мы имеем здесь картину складчатости, образованной двумя или тремя палеозойскими пучками с СВ — ЮЗ простиранием (Морван, следы в крае верхне-карбонового бассейна Бланзи-Бер, Нижняя Луара), лежащими на гранитах. Кристаллические сланцы фундамента по большей части не связаны с ними, но образуют дальше к югу близ Ст.-Этьенн — Лион в Виварэ и в Севеннах несколько полос с СВ простиранием, окаймленных гранитами. Возможно, что сохранность пучков палеозойских складок объясняется позднейшими опусканиями по СВ — ЮЗ линиям; но они ни в коем случае не совпадают с параллельно расположенными стефанско-пермскими впадинами.



Рис. 77. Профиль нижнего карбона Морван. По А. Мишель-Леви.

о—ортофиры; *с*—туфиз; *1*—базальные конгломераты; *2*—богатые ископаемыми сланцы; *3*—верхние конгломераты; *т*—туфы визе.

Карбоно-девонская серия и стефанско-пермские образования совершенно независимы друг от друга. Картины складчатости, данные Мишель-Леви, не очень сложны, но в них наблюдается тенденция к вторичной складчатости; в пучке Морван можно различить пять, а в луарском пучке — четыре частных синклинали. Характерно резкое изменение простирания. Пучок Морван простирается на северо-востоке с СВ на ЮЗ, далее к западу он отклоняется постепенно к югу, а около луарской впадины простирание его почти северо-южное. Луарский пучок, имеющий на востоке также нормальное СВ—ЮЗ простирание, изменяет его на западе наоборот в СЗ—ЮВ; это заметно еще и по ту сторону луарской впадины в выступе Форэ. Мишель-Леви показал однако, что в отдельных случаях простирание остается СВ — ЮЗ, и что пучок разбился при встрече с целым рядом СЗ — ЮВ разломов, причем западные глыбы передвинуты к СВ. Здесь имеется ясная система мелких поперечных сдвигов, которые предположительно значительно моложе (заальского возраста), о чем будет речь еще ниже (см. рис. 76).

Судя по этим данным, судетская тектоника в этих северо-восточных частях Центрального плато представляет совершенно нормальную картину, так же как в Вогезах и в Шварцвальде. Далее к югу Термье и Фриделем были обнаружены и описаны признаки

достефанской надвиговой структуры в фундаменте и окружении Ст.-Этьенского бассейна. Собственно на фундаменте из кордьеритовых гнейсов, отделенные от него милонитовой зоной, лежат слюдяные и хлоритовые сланцы разной мощности, а над ними милонитизированные щелочные граниты; местами они образуют тонкую плиту, местами же раздуваются очень сильно, причем в последнем случае они содержат свежие неразрушенные участки. Милониты встречаются уже в стефанских базальных конгломератах. Размеры и направление движений этих «достефанских покровов» еще очень

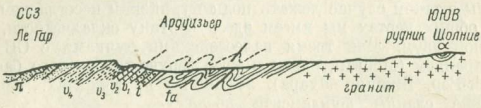


Рис. 78. Профиль луарской синклинали в восточной части Центрального плато. По А. Мишель-Леви.

π—туфы; v_1—v_4—визейский ярус; t—турнэйский ярус; fa—фаменский ярус; α—амфиболиты.

мало изучены. Термье считает, что распространение их весьма значительно. Возможно однако, что многие милониты Центрального плато несколько иного происхождения, о чем будет сказано ниже.

4. ПОЗДНЕ-ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ПЕРЕСТРОЙКА ЦЕНТРАЛЬНОГО ПЛАТО

В период образования судетской складчатости вся эта площадь была приподнята выше уровня эрозии; следов намюрского накопления осадков нельзя установить нигде. Можно предположить, что в это время здесь имелось нагорье, подвергавшееся усиленному выравниванию. Накопление осадков возобновляется уже только в верхне-вестфальское или соответственно в стефанское время, но не на пенеплене, а в разрозненных бассейнах. В общем оно развивается повидимому в северном и центральном направлениях. М. Бертран и Э. Зюсс говорят определенно о «лимнической (озерной) трансгрессии», но последние исследования указывают на то, что такое схематическое понимание требует значительных исправлений.

Мы лишены конечно возможности дать здесь описание чрезвычайно изменчивой стратиграфии свыше 30 угольных бассейнов Центрального плато. Но в общем можно отметить в них немало сходных черт, и поэтому возможно дать следующий сводный стратиграфический разрез этих бассейнов, который в каждом отдельном случае не будет однако представлен полностью.

Саксонские отложения — верхние горизонты красного песчаника. В основном это — свита немых[1] красных песчаников и глин,

[1] Встречаются только местами вальхии.

залегающих несогласно и трансгрессивно на всевозможных более древних слоях. Распространение их значительно больше, чем распространение более древних горизонтов; мощность их сильно колеблется (Бриэ — 400 *м*, Лодэв в южном крае Центрального плато — 500 *м*).

Отёнские отложения — средние и может быть нижние горизонты красного песчаника. Лебахские слои. Следует отметить, что имеется некоторая разница между немецким и французским подразделением. Во Франции граница между пермью и карбоном связывается обычно с первыми проявлениями *Callipteris conferta*, в связи с чем часть немецких нижних горизонтов красного песчаника (т. е. в основном кузельские слои) отходит при французском подразделении к стефанскому ярусу. Отёнские отложения французской терминологии соответствуют таким образом в основном немецким лебахским слоям. В качестве примера условий залегания можно привести бассейн Брив *(IV, 32)*:

Песчаники с *Walhia* из Обжа: *Walchia piniformis, W. filiciformis, W. hypnoides, W. flaccida, Callipteris conferta, C. auriculata, C. Naumanni, Pecopteris dentata, P. hemiteloides, P. orecopteridia, P. polymorpha, P. pinnatifida, Calamites gigas, C. leioderma, Annularia spicata, A. sphenophylloides.*

Известняки Ст.-Антуан, сланцы и песчаники с *Acanthodes, Paleoniscus, Estheria minuta* трансгредируют местами на древнее основание.

Каменноугольные песчаники и нижние красные песчаники: *Taeniopteris jejunata, Callipteris conferta, Walchia piniformis, Pecopteris Beyrichi, P. orecopteridia, P. arborescens, P. dentata, P. unita, Dictyopteris Brogniarti, Odontopteris subcrenulata, Neuropteris cordata, Alethopteris Grandini, Sigillaria Brardi, Sphenophyllum oblongifolium, Sph. angustifolium, Annularia stellata.*

Базальный конгломерат.

В бассейне Отён можно различить сверху вниз следующие слои *(IV, 11)*:

Слои Миллери (500 *м*) с богхедовыми углями, прослоями известняка и окремнелыми древесными стволами: *Callipteris lyratifolia, C. Naumanni, C. subauriculata, Odontopteris Duponti, Od. obtusa, Dictyopteris Schützei, Stegocephalus*, рыбы, раки.

Слои Мюз (325 *м*) с углями: *Callipt. conferta, Odontopteris obtusa, Calamites gigas, Callipteridium gigas.* Кроме того рыбы *(Acanthodes, Pleuracanthus, Palaeoniscus Blainvillei)* и «*Prototriton*» *(Branchiosaurus) Petrolei.*

Слои Игорнэй (400 *м*) с угольными пластами и флорой, приближающейся уже к стефанской: *Callipteris conferta, Walchia, Sigillaria, Pecopteris unita, P. feminaeformis, Alethopteris Grandini, Dictyopteris Schützei, Taeniopteris jejunata, T. multinervis, Callipteridium gigas* и т. д.

Здесь нижний горизонт уже безусловно соответствует нижним красным песчаникам немецкой терминологии (кузельские слои), так что определение отёнских отложений еще очень неясно. Аналогичные затруднения встречаются и в северном бассейне Коммантри

(Аллье), где угленосные слои относятся французскими исследователями к стефанскому ярусу, между тем как Штерцель включает их в нижние горизонты красного песчаника.

Стефанский ярус. В основании отёнского яруса находится частичное нарушение (по Делафон, *IV, 13*), и он часто трансгредирует на древнее основание. В отдельных случаях стефанский ярус залегает согласно на верхнем карбоне (Брив). Во Франции граница проводится ниже первого массового появления *Callipteris conferta.* По почину Гранд'Эри *(IV, 18)* стефанский ярус может быть расчленен на 6 подотделов, из числа которых два верхних, как было сказано выше, соответствуют возможно кузельским слоям.[1] Сверху вниз можно различить:

Каламодендроновый ярус (верхне-стефанские отложения): *Callipteridium gigas, C. pteridium, Sphenophyllum Thoni, Odontopteris hercynica, O. minor, O. osmundaeformis, O. obtusa, O. Planchardi, O. Schlotheimi, Pterophyllum Fayoli, Plagiozamites Planchardi, Neuropteris Planchardi, N. cordata, Pecopteris rigida, P. Daubrei, P. arborescens, P. cyathea, P. unita, P. polymorpha, P. hemiteloides, Alethopteris Grandini, Equisetum Mongi, Calamites gigas* и *forma Cisti, C. Suckowi, Annularia sphenophylloides, Asterophyllites equisetiformis, Dicranophyllum gallicum, Poacordaites acicularis, Calamodendron psaroniocaulon* (Авэз, Ст.-Этьенн, Деказвилль, Коммантри и т. д.).

Характерно богатство *Poacordaites.*

Переходная зона в бассейн Десиз, Аён и т. д.

Ст.-Этьеннские слои (стефанские отложения в узком смысле). Здесь можно перечислить следующие характерные формы:

Odontopteris Reichi, O. Brardi, Alethopteris Grandini, Callipteridium pteridium, C. gigas, Zygopteris pinnata, Diplotmema Busqueti, Neuropteris cordata, Linopteris Germari, Pecopteris cyathea, P. lepidorhachis, P. hemiteloides, P. feminaeformis, P. Bioti, Cordaites lingulatus, Dorycordaites affinis, Poacordaites linearis, Sphenophyllum oblongifolium, Sigillaria Brardi. Встречаются предвозвестники перми *(Walchia, Taeniopteris jejunata, Sphenophyllum Thoni).*

В отдельных случаях можно провести следующее расчленение:

Папоротниковый горизонт: Ст.-Этьенн, Шанклозон (Гард), Деказвилль и т. д. (часто встречаются *Linopteris Germari).*

Кордаитовый горизонт: Ст.-Этьенн, Гран-Комб (Гард), Ланжак, Бланзи, Брассак; *Mixoneura neuropteroides* и *Odontopteris macrocephala.*

Севеннский горизонт: Роншан, Грэссзак, Эпинак, Кармо. Переходная флора к более глубокой зоне.

Нижние части содержат обычно песчаники и конгломераты, бедные углем. Важнейший руководящий вид всего яруса — *Cordaites lingulatus.*

Рив де Жир (нижне-стефанские отложения). Здесь распространены еще стефанские формы, особенно в верхних отделах:

Pecopteris cyathea, P. unita, P. polymorpha, Alethopteris Grandini, Odontopteris Reichiana, Neuropteris cordata, Callipteridium ovatum.

[1] Сравни по этому вопросу Frech, Lethaea palaeozoica, 1902. стр. 539.

Книзу количество видов увеличивается; частью это типично вестфальские, частью же виды, принадлежащие обоим горизонтам: *Sphenopteris cristata, Pecopteris lamuriana, P. pteroides, P. abbreviata, P. dentata, P. arborescens, Neuropteris flexuosa, Linopteris duplex, Sphenophyllum Schlotheimi, Sph. majus, Sph. emarginatum, Sigillaria scutellata, Asolanus camptotaenia, S. tesselata, Lepidodendron rimosum, L. elegans, Lepidophloios laricinus, Calamites ramosus, Dadoxylon Brandlingi.* Очень важно появление *Leaia Bäntschi.*

Верхние саарбрюкские пласты. В основании верхнего карбона в бассейне Гард имеются пласты, которые относятся на основании новейших исследований к вестфальскому ярусу (*IV, 4, 5*).

Палеонтологическая характеристика может основываться на том, что оттвейлерские виды *Pec. arborescens* и *P. lamuriensis* здесь редки, а *Leaia Bäntschi* отсутствует, между тем как *Mariopteris muricata* встречается часто. Очень характерными являются кроме того *Mixoneura typ. ovata* и *Estheria cebennensis.* Верхняя часть (антрацит Мольера и верхний горизонт Ганьэр) соответствует верхним

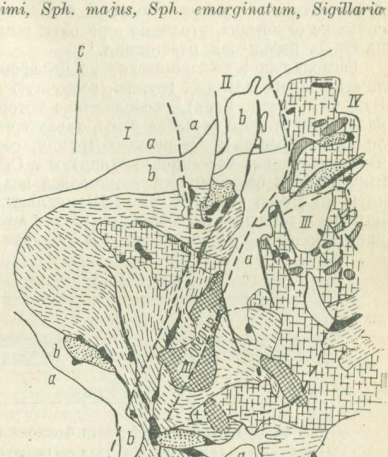


Рис. 79. Тектоническая схематическая карта Центрального плато и важнейшие угольные бассейны. По Делафон.

1—третичные вулканы; *2*—область преимущественного распространения кристаллических сланцев; *4*—область преимущественного распространения кристаллических гранитов; *4*—девон—карбон; *5*—стефанский ярус; *6*—красные песчаники; *7*—главные нарушения; *8*—молодые палеозойские тектонические границы; *I*—арморикапские (глыба Лимузэн) СЗ; *II*—овернские (угольная впадина) ССВ; *III*—трещины Форэ ССЗ; *IV*—варисские СВ; *a*—третичные отложения; *b*—мезозой.

саарбрюкским газовым углям, а нижняя (нижний ганьерский горизонт с *Linopteris neuropteroides, Pecopteris saraefolia, Rhacopteris asplenites, Lepidodendron rimosum*) — нижним газовым углям. Доходит ли этот отдел вниз до горизонта Писберг, пока еще не выяснено.

Петрографически эти пермо-карбоновые осадки представляют

собою относительно однообразную свиту, в которой темные сланцеватые глины и серые песчаники чередуются с одной стороны с промышленными угольными горизонтами, а с другой — с красными песчаниками, содержащими конгломераты и лишенными угля. Даже внутри отдельных небольших бассейнов эта перемежающаяся свита не однородна, угольные горизонты выклиниваются часто уже на очень небольшом расстоянии.[1]

Регионально и тектонически, по Делафону (*IV, 13*), можно различить четыре главных группы: восточную группу (Отён, Бланзи-Бэр, Ст.-Этьенн, Гард), расположение которой в общем СВ—ЮЗ; маленькую группу бассейна Форэ, характеризуемую СЗ — ЮВ разломами (Брассак); Овернскую группу, состоящую из большого числа маленьких бассейнов, вытянутую в ССВ направлении и примыкающую к большой каменноугольной впадине с ССВ простиранием (от Десиз через Ст.-Элуа, Шампаньяк, Деказвилль до Албэ-Кармо), и западные бассейны Лимузэн с арморикапским простиранием (Боморё, Аржента, Брив). В качестве пятой группы можно

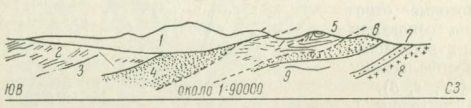


Рис. 80. Профиль северной части бассейна Гард. По Термье.

1—триас и лейас; *2*—пласты Мольер; *3*—пласты Ганьэр; *4*—пустая порода ганьэрского горизонта; *5*—пласты Бессэж; *6*—пустые отложения Фельжа-Рикар; *7*—базальная брекчия; *8*—слюдяные сланцы; *9*—пласты Фельжа.

наконец присоединить сюда еще на юге пермские (Руэрг) и пермокарбоновые Грэссак) впадины с ВЗ простиранием, расположенные между Центральным плато и Черной горой (рис. 79; см. также рис. 86).

Из числа восточных бассейнов самый южный. бассейн Град (*IV, 2, 42*) имеет самую сложную структуру. Он распадается собственно на два отдельных бассейна: восточный (Бессэж-Мольер), в котором саарбрюкские слои и горизонты Рив де Жир и севеннский достигают мощности свыше 2 000 *м*, и северо-западный (Гран-Комб), в котором верхние стефанские горизонты (1 600 *м*) до каламодендронового трансгредируют непосредственно на кристаллический фундамент. Юго-восточный бассейн надвинут довольно сильно на северо-западный бассейн, залегание которого носит спокойный характер. При этом здесь образовалась краевая чешуйчатая зона. За последнее время Термье (*IV, 41, 42*) доказал однако довольно убедительно,

[1] Важны для расчленения пресноводные раковины и раки. По Прово, верхне-вестфальские слои характеризуются *Estheria cebennensis*, горизонт Рив де Жир — *Anthracomya calcifera* и *Leaia Bäntschiana*; верхне-стефанские отложения — *Anthrac. stefaniensis*, отёнский ярус — *Estheria tenella* и *Estheria Lallyensis* (Congr. strat. carb. Heerlen, 1928).

что эта интенсивная «альпинотипная» тектоника должна относиться в значительной степени за счет молодых третичных движений на линии Севенн, так как интенсивные сдвиги наблюдаются также и в мезозойских слоях. [1]

Бассейн Ст.-Этьенн один из немногих, обладающих очень полной свитой пластов: 150 *м* базальный конгломерат; 200—800 *м* горизонт Рив де Жир, частью без угля, частью с 3 угольными пластами: средний стефанский ярус, богатый углем (15 пластов: 600—800 *м*), и верхний, бедный углем (400 *м*). В этой свите пластов включены кварцевые порфиры. Распространение горизонта Рив де Жир довольно независимое. Структура, как указывал де Лоней еще в 1919 г., не симметричная, с преобладающим падением на юг и крутым вздыманием южного края. Во всей структуре господствуют СВ—ЮЗ разломы, усиливающиеся к югу. Бассейн Бланзи-Крёзо, вытянутый также в СВ—ЮЗ направлении и опустившийся повидимому по линиям разломов, перекрыт местами более молодыми слоями (*IV*, *12*). По ту сторону луарской впадины можно видеть его продолжение в выступе Форэ близ Бэр. Свита пластов начинается кордаитовым горизонтом. Несогласия наблюдаются между стефанскими слоями и отёнским горизонтом и между этим последним и верхней пермью (по Делафон, 1920 г.). Вполне возможно, что этот бассейн имеет какую-то скрытую подземную связь с бассейном Роншан в южных Вогезах; эту точку зрения защищает в последнее время и де Лоней (*IV*, *12*, *13*).

Северный сравнительно бедный углем бассейн Отён имеет также только верхне-стефанскую свиту пластов (700—800 *м*), на которой залегает несогласно отёнский горизонт, перекрытый (также несогласно) верхне-пермскими отложениями. Мощность перми превышает здесь 1 200 *м* (*IV*, *11*).

Свита пластов бассейнов выступа Форэ также начинается кордаитовым горизонтом. Самый крупный из этих бассейнов Брассак имеет форму эллипса, вытянутого с севера на юг, со слабой складчатостью в направлении продольной оси. Сильно развиты многочисленные СЗ—ЮВ разломы, отделяющие бассейн от кристаллического фундамента.

---

[1] Последовательность пластов следующая (П. Бертран и П. Термье, *IV*, *4*, *5*, *41*):
Серия Шанклозон (верхне-стефанские отложения? кузельские слои).
Серия Гран-Комб (средне-стефанские отложения).
Серия Фельжа, Рикар, Прадель (средне-стефанские отложения, *Cordaites lingulatus*, *Pecopt. arborescens*); тощие угли Ганьэр, пустые слои Фельжа-Рикар.
Верхняя серия Ст.-Жан де Валериш и Бессэж (средне-стефанские отложения, *Pecopteris lamurensis*, *Alethopteris Grandini*).
Нижняя серия Ст.-Жан де Валериш и Бессэж, верхняя серия Мольер (горизонт Рив де Жир); *Mixoneura flexuosa*, *Pecopteris lamuriensis*, *Leaia Bäntschiana*).
Нижняя серия Мольер (антрациты); жирные угли Мольер (нижний Рив де Жир? вестфальские отложения? с *Esth. cebennensis*).
Пустая серия Ганьэр (верхне-вестфальские отложения с *Mixoneura flexuosa*, *Estheria cebennensis*).

Большая угольная впадина (угольный канал) с ССВ простиранием, прорезающая все Центральное плато на протяжении 350 *км*, является самым своеобразным структурным элементом Центрального плато. Угольные бассейны расположены четкообразно; вследствие интенсивного сжатия ширина их вкрест простирания составляет всего несколько сот метров. Местами полоса угля выклинивается совершенно, и тогда на поверхности видна обычно только узкая полоса милонитизированных пород основания. Очевидно здесь проходила прежде какая-то тектоническая граница, которая преобразовалась впоследствии в молодую карбоновую зону накопления осадков; можно думать, что здесь имелась древняя речная система (Делафон, *IV*, *14*).[1] Но отложение осадков произошло здесь не одновременно, а распространялось с юга на север. По Делафону, в этом направлении можно проследить следующую последовательность слоев в отдельных бассейнах:

Кармо — севеннский горизонт.

Деказвилль[2] — севеннский до каламодендронового горизонта.

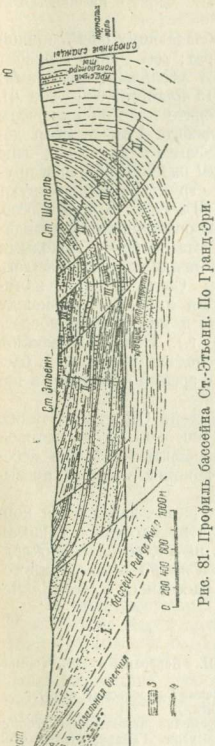
Шампаньяк — кордаитовый горизонт.

Ст.-Элуа — папоротниковый горизонт.

Десиз — каламодендроновый горизонт.

Очевидно отложение осадков передвигалось довольно правильно в северном направлении.

После стефанского накопления осадков, связанного с излияниями слюдяных порфиритов, наступило довольно интенсивное сжатие, которое носит в общем характер надвига западного края на восточный. В самом северном бассейне (Десиз) верхне-пермские образования залегают несогласно на нарушенных стефанских слоях, так что


Ю
С
Ст. Шапель
Ст. Этьенн
Ст. Эрист
Девонские сланцы
Верхний карбон
Нижний карбон
Девонские известняки
Девонские сланцы
Девонские известняки
Девонские сланцы
Девонские известняки
Девонские сланцы

можно считать доказанным заальский возраст этих движений.

Собственно уже вне этой впадины расположено еще несколько мелких бассейнов, которые следует все же отнести к той же зоне. На юге накопление осадков начинается опять севенпским горизонтом (Ст.-Перду, Нажак), а на севере только каламодендроновым (Коммантри). [1]

В западной группе плато Лимож маленькие бассейны могут быть отнесены по возрасту к папоротниковому (Аржента, Аён) или к каламодендроновому горизонту (Боморё). Большой бассейн Брив, расположенный на юго-западном краю Центрального плато, имеет нижне- и верхне-пермскую свиты, мощностью во много сот метров, залегающие над каламодендроновым горизонтом. Направление арморпканское (СЗ—ЮВ). В маленьких бассейнах довольно ясно выражена зависимость от древних нарушений (Аржента).

Распространение и тектоника молодых каменноугольных бассейнов ставились прежде в зависимость от столкновения варисской и арморпканской дуг, сходящихся под острым углом как раз в районе угольного канала. Марсель Бертран развил затем идею зонального распространения области накопления осадков с ЮВ на СЗ, т. е. как бы волны подъема, направленной к центру.

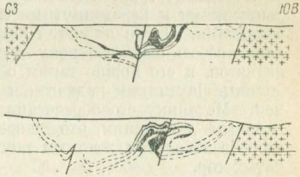


Рис. 82. Два профиля угольного канала. По де Лоней.

Кресты—породы основания; *черное*—угольные пласты.

Новейшие исследования французских геологов (Делафон, де Лоней, Мурэ) показали, что такое представление следует изменить в значительной мере, хотя на севере имеются все же указания на изгиб простирания. Мурэ подчеркивал уже довольно давно (1898 г.), что Центральное плато производит собственно впечатление не столкновения складок, а скорее «раздавленного массива с узлами трещин, расположенных в виде звезды» («Massif écrasé à noeud de fractures en étoile»). Столкновение различных фаз складчатости произошло здесь в более ранний период, верхне-каменноугольные же движения имели объектом уже значительно консолидированную массу.

Распределение бассейнов, как указывал в последнее время Делафон *(IV, 14)*, тоже не такое правильное, как думал М. Бертран; угольный канал, в особенности с его простирающимися на ССВ озерными или частью речными осадками, носит совершенно особый характер, отличный от остального массива. Наконец пермское

этому несколько особый характер. Здесь имеется один угольный пласт, достигающий мощности 30—40 *м*. Уголь добывается частью открытыми разработками (см. рис. 88).

[1] В бассейне Коммантри имеется мощный пласт с большим количеством пустых прослоек («Большой пласт» — Grande Couche). Характерна резкая горизонтальная смена фаций сопровождающих осадочных образований (см. рис. 87).

накопление осадков ограничивается только краевыми зонами со значительным распространением верхне-пермских отложений. Совершенно ясно, что расположение бассейнов основано на тектонических элементах судетской или астурийской фаз, развивавшихся в сильно отвердевшей структуре. Отсюда следует весьма знаменательная аналогия с Шварцвальдом и Вогезами, где можно наблюдать то же самое расположение, и где накопление осадков в пределах впадины также передвигается вместе с временем (Ст.-Пильт, Бергхауптен, Хинтерольсбах, Лаах-Баден, см. гл. VI).

Для понимания общей структуры очень важно развитое Делафоном *(IV, 13, 14)* представление о Лиможской глыбе (см. рис. 79). Эта западная часть Центрального плато, по его представлению, является древней жесткой глыбой, которая оказала сопротивление каменноугольной складчатости и отклонила к востоку «нормальные» варисские складки. В таком представлении угольный канал является восточным краем этой глыбы, и все же служит в известном смысле границей между восточной варисской зоной с ССЗ движениями и передвинутыми к ССВ западными арморикансними складками. Он не является результатом столкновения, а представляет собою сложную зону древнего рассланцевания и молодых надвигов, и его можно таким образом сравнить с краем Рейнской долины, Лаузицким надвигом и может быть с босковицкой впадиной. Механику его образования нельзя свести к простым вертикальным движениям, это скорее поперечное перемещение глыб, свойственное всем жестким внутренним частям варисских складчатых гор.

Если базироваться на таком толковании, то становится понятным и вышеупомянутое подразделение бассейнов на четыре зоны. Только в самой восточной зоне больших бассейнов (IV) наблюдается строгое расположение частей параллельно варисскому простиранию, соответствующее большим внутренним бассейнам далее к востоку. Следующая зона (III) Форэ определяется СЗ разломами, проходящими под косым углом к угольному каналу. Уже выше мы подчеркивали, что луарская синклиналь разбита этими разломами и сдвинута в виде уступов. Здесь значит также дело касается поперечных нарушений (décrochements), структура которых определяется повидимому лежащей к югу от них жесткой Кантальской глыбой; эту последнюю можно без труда признать восточным выступом Лиможской глыбы, отделенной угольным каналом от основного массива (II).

Аналогичным образом и милонитовые зоны западной глыбы (Аржента и др.) являются в таком случае диагональными трещинами, расположенными совершенно так же в отношении угольного канала, причем и здесь повидимому имеются элементы сильного горизонтального перемещения.

Если основываться на представлении Делафона о жестком ядре и считать угольный канал зоной поперечной передвижки с диагональными трещинами (décrochements), то здесь получается полная аналогия с условиями восточной части варисской области. В связи с этим возможно единое обоснование распределения угольных бас-

сейнов, которые представляют собою не результат столкновения, а соответствуют линиям ослабления при дифференциальных передвижениях более жестких и более подвижных элементов внутренней каменноугольной зоны.[1]

Итак если достефанская тектоника выразилась в расщеплении глыбы и образовании осадочных бассейнов, которые Термье сравнивает с африканскими грабенами, то позднейшие движения имеют определенную тенденцию сдвинуть или закрыть надвитами эти трещины, в частности путем перемещения Лиможской глыбы с З или СЗ на В или ЮВ. Эта самая молодая фаза выражена в несогласиях между стефанскими отложениями и отёнским ярусом и между отёнским ярусом и верхним красным песчаником, причем последнее вероятно важнее. Термье высказал недавно предположение, что последнее несогласие носит также комплексный характер, потому что нижние слои верхнего красного песчаника состоят также из раздробленных пород *(IV, 40)*. Он допускает возможность подобного покрова перемещений плоской поверхностной структуры с СЗ на ЮВ, своего рода верхний сколотый горизонт на нижнем красном песчанике. Эти движения однако должны быть значительно моложе и выходят поэтому уже за пределы нашего исследования.

Правильность такой точки зрения требует еще доказательств, поскольку почти нет оснований допустить молодую пфальцскую фазу орогенеза, так как не имеется никаких данных о сколько-нибудь значительном несогласии между пермью и триасом.

Бассейн Деказвилль на юге представляет собою до известной степени границу собственно Центрального плато. На западе угольную впадину можно проследить еще и дальше (Нажак-Кармо); на востоке к ней примыкает пермская впадина Руэрг с ВЗ простиранием, которая отделяет кристаллический массив Центрального плато от южной зоны Черной горы с преобладающим ВЗ простиранием. Начиная отсюда, ВЗ стуктуры становятся господствующими, и расположенные далее к югу пермские (Ст.-Аффрик) и пермо-карбоновые внутренние впадины (Грэссак-Лодэв) подчиняются ВЗ структурным линиям.

Эти южные бассейны имеют снова выраженный характер краевых впадин, подобно тем, которые расположены на СВ на границе крупных зон складчатых гор (Саарский район, внутренняя Богемия и т. д.).

5. ЧЕРНАЯ ГОРА

Южный придаток Центрального плато состоит из фундамента, сложенного из кристаллических сланцев, обнажающегося в двух больших антиклиналях (Руэрг и Черная гора) и перекрытого очень полным покровом (рис. 83).

---

[1] Тектоническое расположение представляет собою классический пример развитого Клоосом (*XII, 15*) взгляда на механизм этих поперечных передвижений.

Кристаллическое основание состоит главным образом из слюдяных сланцев с гнейсо-гранитами («гранулитами») и переходит, постепенно утрачивая метаморфизм, в неметаморфический кембрий. Бержерон *(IV, 6)* подчеркнул, что кембрийские сланцы переходят к центру антиклиналей в слюдяные сланцы, а известняки — в зеленые эпидот-амфиболовые породы.

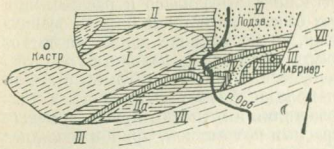


Рис. 83. Карта Черной горы. По Бержерону.

I—гнейс; *II*—кембросилур; в нем *IIa*—юго-западный купол; *III*—девон; *IV*—карбон; *V*—покровная глыба Кабриэр; *VI*—пермокарбоновая впадина; *VII*—складки в древне-третичных отложениях.

Насколько это наблюдение может быть использовано для определения возраста кристаллических пород Центрального плато, пока еще неизвестно.

Кембрий представлен очень полной свитой (сверху):

Оленусовый горизонт: песчаные немые сланцы.

Парадоксидовый горизонт:

c) сланцы с *Paradox. Forchhammeri,*

b) желтые и фиолетовые сланцы с *Parad. rugulosus, Conocoryphe Heberti, C. coronata, C. Levyi, Ptychoparia Rouairouxi, Agnostus Sallesi, Trochocystites Barrandei,*

a) темные известняки с *Archaeocyathus, Paradoxides Rouvillei, Conocoryphe coronata.*

Оленелловый горизонт: песчаники с *Kutorgina.*

Мощность кембрийской серии определяется приблизительно в 2 000 *м.*

Ордовикий, по Бержерону и добавочным новейшим данным Микеля *(IV, 3)* и Борна *(IV, 9)*, может быть расчленён следующим образом:

Карадок:

h) известняки с цистидеями *Corylocrinus piniformis, Juglandocrinus crassus, Caryocystites Rouvillei).*

g) известковые сланцы с *Orthis Actoniae, O. calligramma, O. vespertilio.*

Ландейло:

f) сланцы с известковыми конкрециями *Asaphus Foyrneti, Illaenus, Didymograptus enodus* и др.,

e) сланцы с *Synchomalonotus Arago, S. Tristani, Dalmanites socialis, Dalmania caudata, Agnostus tardus, Dionide formosa, Ogygia desiderata, Symphysurus Rouvillei, Acidaspis Buchi, Didymograptus.*

Аренig:

d) сланцы с *Amphion* cf. *Lindaueri, Asaphus, Acidaspis, Orthis desiderata, O. Menapiae, O. Carausi, Phyllograptus angustifolius, Didymograptus* v-*fractus.*

c) песчаники с *Lingula Lesueuri* и *Dinobolus Brimonti* (= армориканскому песчанику).

Тремадок:

b) сланцы с *Asaphelina Miqueli, Niobe Ligniersi, Amphion Escoti.*

a) сланцы с *Euloma Filacovi, Agnostus Terralsensis, Asaphelina Barroisi, Bellerophon Oehlerti.*

Неясно еще точное положение описанной Барруа граптолитовой фауны из Бутури с *Didymograptus* v-*fractus, D. balticus, D. pennatus, D. nitidus, D. Escoti, Tetragraptus serra, T. quadribrachiatus,* которая относится к верхам зоны с *Euloma-Niobe,* а может быть лежит и над армориканским песчаником. Столь же неопределенным является и возраст найденной Борном смешанной трилобито-граптолитовой фауны с *Phyllograptus angustifolius, Tetragraptus bryonoides, Redonia Deshayesiana, Ogygia glabrata, Trinucleus primitivus, Synhomalonotus Arago, Dalmanites socialis, D. Phillipsi* и др., которая может относиться или к *d* или к *e.*

В *готландии* отложения сильно выраженного английско-скандинавского типа уступают место развитию скорее богемского типа. Сверху вниз здесь можно различить:

b) серые известняки с *Cardiola interrupta, C. bohemica, Arethusina Koninckі, Atrypa Sapho, A. hircina, A. Philomela, Rhynch. Megaera, Strophomena, Spirifer sulcatus, Slava bohemica, Maminka comata, Tubina patula, Orthoceras.*

a) битуминозные сланцы с известковыми желваками *Monograptus priodon, M. bohemicus, M. colonus, M. Roemeri, M. Nilssoni.*

Судя по этому, эти слои представляют повидимому эквиваленты богемских зон *eα* и *eβ* (верхний уэнлок — нижний лудлоу). Местами в верхнем крае готландия можно найти согласное напластование песчаников с остатками криноидей, соответствующее, по Бержерону, может быть жединскому ярусу (? даунтон). Но часто эти песчаники отсутствуют, и тогда девон начинается более высоким горизонтом. Таким образом нельзя отрицать возможности поднятия на границе силура и девона; вопрос же о каледонском несогласии должен остаться пока открытым.

Девон (сверху вниз) можно расчленить следующим образом:

Верхний девон: фаменский ярус (*II, VI*). Красные известняки (marbres griottes) с многочисленными гониатитами и ортоцерами (ярусы III — VI), подстилаемые черными известняками яруса II. Шиндевольф (*IV, 38*) установил здесь наличие ярусов II — VI при пересмотре оригиналов Фреха.

Можно перечислить: II. *Tornoceras simplex, T. undulatum, Pseudoclymenia planidorsata, Cheiloceras subpartitum, Ch. planilobum, Ch. cur-*

vispinum, Ch. sacculus и еще много других. III. *Sporadoceras biferum, Sp. Muensteri, Rectoclymenia falcifera.* IV. *Postprolobites Jakowlewi, P. Frechi, Platyclymenia annulata, Pl. bicostata* и др. V. *Tornoceras Escoti, Genuclymenia Dunkeri, Cymaclymenia striata, C. ornata, Laevigites laevigatus, Oxyclymenia undulata, Gonioclymenia speciosa* и др. VI. *Imitoceras Gürichi, I. Denckmanni, Cyrtoclymenia angustiseptata, Oxyclymenia bisulcata.*

Франский ярус (I). Красные и черные известняки с *Gephyroceras intumescens* и *Cardiola.*

Средний девон и нижний девон. В настоящее время еще невозможно точно выделить отдельные ярусы. Очень значительные противоречия наблюдаются особенно во взглядах Бержерона *(IV, 6)* и Фреха *(IV, 17).* По Бержерону, можно провести следующее расчленение (сверху вниз):

Светлые известняки (Calcaire du Pic) с *Stringocephalus Burtini, Rhynchonella crenulata, Spirifer maureri, Sp. indifferens, Rhynch. ascendens, Pentamerus globus, Atrypa philomela, Tornoceras simplex, Maeneceras terebratum.*

Фрех описал отсюда *Harpes Montagnei, Phacops fecundus, Proetus micropygus, Leptaena tenuissima, Spirifer superstes, Merista passer, Pentamerus Sieberi, Rhynchonella princeps* и др. Положение этой изолированной глыбы, стратиграфические связи которой весьма неопределенны, пока еще очень неясно. Находка *Stringocephalus* указывает на верхи среднего девона (живетский ярус), между тем как Фрех подчеркивает совершенно правильно поразительное сходство остальной фауны с известняками Коньепрус или соответственно с богемскими ярусами e и f_2.

Известняки, частью мергели с фауной, в которой представлены повидимому как эйфельский ярус, так и верхние кобленцские слои: *Phacops occitanicus, Bronteus meridionalis, Rhynchonella Orbignyana, Pentamerus Oehlerti, Spirifer speciosus, Spirifer cultrijugatus, Sp. cabedanus, Sp. Gerolsteinensis, Atrypa reticularis, A. aspera, Amplexus annulatus, Cyathophyllum helianthoides, Zaphrentis gigantea, Favosites Goldfussi, F. fibrosa, Alveolites subaequalis, Calceola sandalina.*

Ясно повидимому, что здесь представлены разные фауны, начиная от слоев с *Calceola* до верхнего кобленцского яруса. Бержерон считает более детальное расчленение невозможным; Фрех пытается однако провести дальнейшее подразделение на верхние известняки с *Calceola* (Бельврад), мергель с *Spir. cultrijugatus* (Валь д'Изарн) и нижние известняки с фауной кобленцского яруса.

Ниже следуют доломитовые известняки, в которых встречаются только членики криноидей (нижний кобленцский ярус, по Бержерону).

Таким образом можно сказать, что девон представлен здесь очень полно вплоть до самых нижних горизонтов, но что расчленение его, во многом еще не ясное, очень затрудняет определение деталей. Во всяком случае нижний девон, так же как и готландий,

носит отчетливый богемский характер, тогда как выше начинается типичная средне-европейская фация; связь следует искать несомненно в вышеупомянутой впадине рр. Роны и Соны. Врех определяет мощность девона в 250 *м*, но эта цифра несомненно слишком мала.

Нижний карбон. Нижний карбон залегает на девоне повидимому согласно. Бержерон *(IV, 8)* различает здесь сверху вниз:

Серые известняки с *Prod. giganteus, Pr. striatus, P. semireticulatus, Spirifer bisulcatus, Martinia glabra, Rhynchonella angulata, Terebratula reflexa,* гастроподами, ежами и кораллами.

Песчаники с *Phillipsia, Lepidodendron Veltheimi, Archaeocalamites.*

Сланцеватые глины с прослоями конгломератов, мощностью в несколько сот метров. Здесь встречаются: *Spirifer tornacensis, Prod. semireticulatus, Posidonia Becheri.* В конгломератах представлена галька подстилающих лидитов.

Лидиты, адинолы, прослои известняка и битуминозные сланцы с многочисленными радиоляриями и гониатитами (? *Glyphioceras*), залегающие согласно с девоном.

Из этой серии, которая легко поддается сравнению с морванскими отложениями и Средней Европой, следует, что в пределах

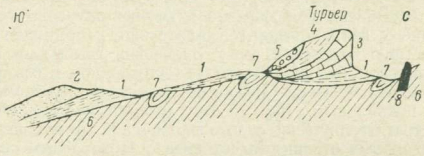


Рис. 84. Профиль надвинутых скл у Кабриэр (Черная гора). По Бержерону.

1—ордовикий; *2*—н. девон; *3*—живетский ярус; *4*—горизонт с *Gephyroceras—Chetioceras*; *5*—горизонт с *Clymenia* и *Cypridina*; *6*—турнейский ярус; *7*—визейский ярус; *8*—кварцевые жилы.

нижнего карбона можно установить движения, указывающие по меньшей мере на нижне-карбоновую сушу дальше на севере. Здесь возможно следовательно верхне-бретонское несогласие. Главная складчатость насборот моложе. На собранный в складки фундамент трансгредируют затем стефанские отложения (севеннский горизонт), нижние красные песчаники и более распространенные верхние красные песчаники.

Тектоническое строение выражено двумя гнейсовыми ядрами с ВСВ и ЗЮЗ простиранием, между которыми располагаются палеозойские синклинальные зоны. Самая северная из них в настоящее время имеет только кембрийское выполнение, и более высокие слои появляются только на юге в виде узкой каймы. В пределах этой южной синклинали с нижне-карбоновым ядром имеются опять-таки куполообразные поднятия древнего палеозоя со сложными

складками, опрокинутыми на СЗ. На юго-востоке в ядре их обнажается изолированная покровная глыба Кабриэр, которая была повидимому надвинута с юго-востока. Надвиг, по Бержерону, моложе складчатости. Таким образом и здесь также мы видим несколько фаз складчатости.

Расшифровка тектоники очень затруднительна, потому что в южном крае наблюдаются довольно значительные ранне-третичные движения, которые оказали влияние еще и на палеозойскую складчатость. Эти молодые движения вызвали опять-таки надвиги на ССЗ, но, по Бержерону, они разрешились впоследствии обратной складчатостью, которая проявляется в веерообразной структуре самых южных палеозойских складок.

6. СТРУКТУРА ЦЕНТРАЛЬНОГО ПЛАТО

Структура этой области, аналогичной во многом Богемскому массиву, может стать понятной, лишь если принять во внимание различные фазы складчатости и дифференциальные реакции постепенно и по-разному затвердевавших отдельных областей, входящих в ее состав. В основе этой структуры вне всякого сомнения лежит доварисский складчатый фундамент, который по существу тождественен Лиможской глыбе Делафона. Но вполне возможно, что и в нем также имеются различные элементы. Переходящие из Бретани, расходящиеся веерообразно к юго-востоку зоны северного и юго-западного края (Тюлль) удивительно напоминают каледонскую виргацию Судетских гор у Эйленской глыбы; представление о докембрийском массиве (Канталь), окруженном с севера и с ЮЗ каледонскими или более древними складками, кажется поэтому довольно правильным. На юге этот древний массив связан повидимому стратиграфически с довольно полной древне-палеозойской серией, во многих отношениях сходной с баррандовым комплексом. Только в Черной горе метаморфизм поднимается повидимому вплоть до кембрия, тогда как в Богемии он захватил только альгонк. Основной массив Центрального плато может соответствовать древне-палеозойской суше. В восточном крае развивается затем (начиная с верхнего девона) впадина, проходящая с С на Ю, которая соединяет Среднюю и Южную Европу и отделяет Центральное плато от аналогичных Верхне-рейнских массивов. В этой поперечной впадине, всецело соответствующей моравско-силезским воротам, уже в период верхнего девона начинается вулканическая деятельность, связанная вначале с извержением основных пород. Отложение осадков носит беспокойный характер. Мало вероятно и по меньшей мере бездоказательно, что оно распространялось на все Центральное плато, — некоторые части его могли оставаться сушей.

Восточная поперечная впадина и южный край становятся ареной собственно варисской складчатости, которая началась вероятно еще в бретонскую фазу, но достигла своего максимального развития только в судетскую фазу. Региональные движения были повидимому, как и везде, ЮС. Но в более подвижном материале восточной

поперечной впадины движение отклонилось в ССВ направлении, между тем как к югу от массива, в Черной горе, преобладало ВСВ—ЗЮЗ (до В-З) простирание; интенсивность движений усилилась вследствие упора в жесткую массу (покров Кабриэр). Сам жесткий массив не был собран в складки, а реагировал разломами с поперечными передвижками (décrochements). Так называемое «столкновение» имеет в своей основе звездообразное и перистое расположение поперечных нарушений.

В соответствии с тектоническим характером жесткого фундамента и складчатого основания несогласие должно было повести к скалыванию между ними. Скалывание действительно наблюдается здесь и выражается в том, что девонско-кульмское основание редко залегает непосредственно на кристаллическом фундаменте, а отде-

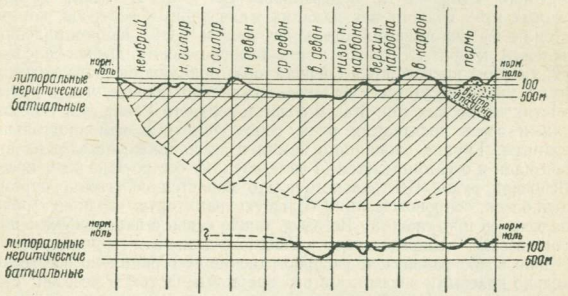


Рис. 85. Эпейрогеническая кривая Черной горы (наверху) и восточной части Центрального плато (внизу).

лено от него по большей части гранитами. Большой открытый к западу венец гранитов (Гэрэ-Роаннэ-Севенны поднялся по горизонту скалывания между фундаментом и основанием, спаяв их между собою; здесь снова повторяется в точности та же картина, что и в Шварцвальде, в Вогезах и в Богемском массиве. Спаянный таким образом жесткий массив вряд ли мог поддаться дальнейшему образованию складок. Вскоре начинается выравнивание с накоплением осадков в образовавшихся продольных и поперечных впадинах, которые и в дальнейшем остаются зонами движения, частью даже с извержением вулканических продуктов. Это накопление осадков распространяется в общем от периферии к центру массива, но не вполне равномерно. Следует подчеркнуть, что оно ограничивается отдельными озерными и речными бассейнами, как и в области верхнего Рейна; только некоторые внутренние впадины, расположенные на границе зон (Бланзи—Роншан—Руэрг), имеют более однородное вытянутое распространение. Небольшие поднятия на границе карбона и перми (отёнский ярус) снова вытесняют осадоч-

ные образования к краю массива. Более интенсивная заальская складчатость развивается опять-таки в местах ослабления древних поперечных впадин, причем здесь снова наблюдается тенденция закрыть эти впадины (? с СЗ на ЮВ). Верхний красный песчаник трансгредирует в направлении центра на закрытую теперь структуру.

Аналогия с молданубским ядром Богемии (VIII) и с Верхнерейнским массивом (VI) здесь полная.

7. МИНЕРАЛЬНЫЕ РЕСУРСЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО ПЛАТО

Древний гнейсовый фундамент Центрального плато так же беден месторождениями полезных ископаемых здесь, как и в области верхнего Рейна и в центральной Богемии. В самых древних частях этой области нет никаких минеральных ресурсов, которые стоили бы упоминания, за исключением разве непромышленных залежей графита. Только в неметаморфических древне-палеозойских сериях южного края (Черная гора) появляются снова железные руды, значение которых однако несравненно меньше, чем в других частях варисских гор. Как в области верхнего Рейна и в Богемии, так и здесь носителями руды снова являются каменноугольные граниты. Группа оловянного камня и здесь также отходит на второй план и ограничивается (? каледонским) северо-западным краем. Основной рудой Центрального плато является собственно сурьмяный блеск, сопровождающий большую гранитовую «подкову» почти на всем ее протяжении. Но здесь также связь с палеозойским циклом весьма неопределенная. Свинцово-цинковая группа поразительно слабо развита, и распространение ее ограничено собственно только краевыми зонами, где она врезается частью в мезозой; судя по этому она может в значительной части относиться и к послеварисскому времени.

Угли преимущественно стефанские, и лишь незначительная часть их — вестфальские и пермские.[1] Здесь повторяются полностью условия остальных варисских внутренних впадин, с тою только разницей, что доверхне-вестфальское расщепление повело здесь к образованию неимоверного количества мелких и мельчайших бассейнов. Геологические условия были уже описаны нами выше, так что здесь мы дадим только перечисление месторождений. Следует отметить, что в нижне-пермских отложениях встречаются местами горючие сланцы.

Каустобиолиты. В соответствии с вышеприведенным подразделением на 5 групп, можно различить:

1. Бассейны восточного края с преимущественно СВ—ЮЗ простиранием. Это — вытянутые внутренние впадины, вполне аналогичные большим внутренним впадинам Германии. И здесь также эта группа богаче всего углем.

---

[1] В верхнем визе Роанне имеются маленькие непромышленные прослойки антрацита.

С севера на юг можно перечислить:

Бассейн Отён — Эпинак, средне-верхне-стефанский и нижне-пермский. В карбоновых слоях имеется нижний угольный горизонт (120 *м*) с пластом тощих углей (13—30% летучих) мощностью 5—10 *м* и верхний горизонт (100—150 *м*) с 2—3 тонкими пластами газового угля. В красном песчанике кроме угля распространены еще горючие сланцы, интенсивно разрабатываемые в на-

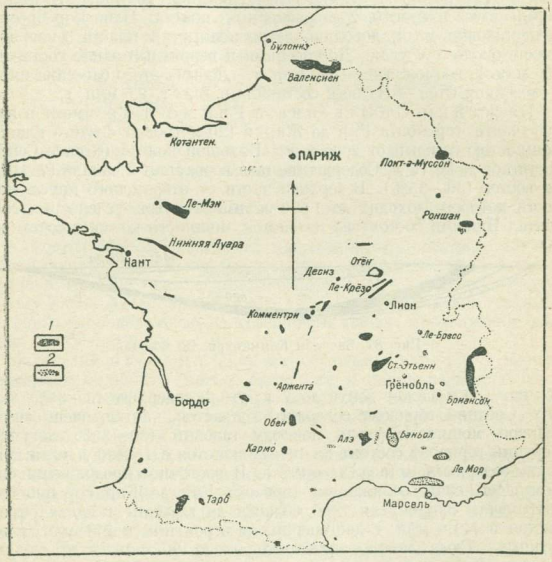


Рис. 86. Угольные бассейны Франции. По Штутцеру (Stutzer. Nichterze).

1—каменный уголь; *2*—лигнит.

стоящее время. Запасы (1913 г.) — 9,2 млн. *т* достоверных и вероятных и 50 млн. *т* возможных. Добыча горючих сланцев в 1923 г. — 58 000 *т* с 40 *л* сырой нефти на тонну. Добычу угля см. в Бланзи.

Бассейн Шапелль — су-Дён, средне-стефанский. Пять пластов с 7—9 *м* угля. Уголь газовый (35% летучих). Вероятный запас — 825 тыс. *т*, возможный — 4 000 тыс. *т*. Добыча 1923 г. — 27 800 *т*.

Близ Форж известны верхне-стефанские слои с 4 пластами мощностью от 0,7 до 1,2 *м*; близ Ст.-Фуа л'Аржантьер в тех же

отложениях 1 пласт мощностью в 2 *м*. Угли содержат 20—28% летучих. Запасы ничтожны (150 тыс. *т*). Добыча незначительна (700 *т*).

Бассейн Бланзи—Крёзо, продолжающийся по ту сторону Луары в выступе Форэ близ Бэр, содержит средне- и верхнестефанские угли. Близ Бланзи известны 4—9 пластов разной мощности и состава. Близ Крёзо залегает пласт довольно тощих углей (12—26% летучих), раздувающийся до 30 *м*. В нижней перми здесь известны 2 загрязненных пласта. Близ Бэр преобладают газовые угли, довольно загрязненные; 3 пласта дают здесь вместе около 5 *м* угля. Достоверный и вероятный запас составляет 159 млн. *т*, возможный — 500 млн. *т*. Добыча этого бассейна вместе с бассейном Отён — Эпинак составила в 1923 г. 2,5 млн. *т*.

Бассейны Ст.-Этьенна и Рив де Жир имеют в нижней части горизонта Рив де Жир в 120-метровой свите 5 пластов, мощностью каждый от 2 до 5 *м*; «Большой пласт» (Grande Couche) достигает даже 15 *м*. Содержание газа возрастает с запада (7—10%) на восток (30—35%). В верхней части ст.-этьеннского яруса, мощность которого доходит до 1 500 *м*, имеются три угленосных горизонта. Нижний состоит из 8 пластов, мощность которых составляет

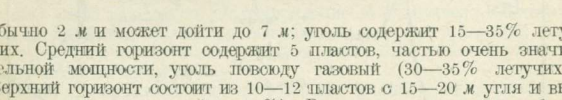


Рис. 87. Бассейн Коммантри. По Файоль.

обычно 2 *м* и может дойти до 7 *м*; уголь содержит 15—35% летучих. Средний горизонт содержит 5 пластов, частью очень значительной мощности, уголь повсюду газовый (30—35% летучих). Верхний горизонт состоит из 10—12 пластов с 15—20 *м* угля и высоким содержанием газа (34—38%). В восточном продолжении близ Коммюнэй снова обнажается горизонт Рив де Жир с 5 пластами антрацита. Запас угля всей области до глубины 1 200 *м* определяется в 411,6 млн. *т* достоверных и вероятных и 274 млн. *т* возможных. Сюда можно прибавить около 90 млн. *т* до глубины 2 000 *м*. Добыча 1923 г. равнялась 4 млн. *т*.

Бассейн Алэ (Гард) — самый большой угольный район Центрального плато. Он состоит собственно из двух отдельных бассейнов — Бессэж и Гран-Комб.

В первом имеется 3 группы пластов, которые могут быть отнесены к нижним и средним стефанским отложениям:

Фельжа 200 *м*; 5 пластов; 4,3 *м* угля; 15—20% летучих.

Бессэж 80—450 *м*; 4—17 пластов; 4—16 *м* угля; 14—32% летучих.

Ганьэр 500 *м*; 14 пластов; 8 *м* угля; 20% летучих.

Аналогичны также условия и в бассейне Мольер, где стратиграфия однако еще не вполне ясна. В бассейне Гран-Комб лежат более высокие слои, содержащие около 6 пластов с 18—19 *м* угля.

Содержание газа в этом угле меньше (8—25%). Далее к северу находится еще маленький бассейн Обенак с пластами тощих углей. Запасы всего района составляют 443,8 млн. *т* достоверных и 515,5 млн. *т* возможных. Добыча 1923 г. — 2 млн. *т*.

Весь запас восточной группы составляет таким образом 2 458 млн. *т*.

2. Группа бассейнов с границами, проходящими в СЗ направлении. Здесь имеется только два сколько-нибудь значительных бассейна, оба состоят из нижне-стефанских отложений:

Брассак. В свите мощностью до 2 400 *м* имеется 3 группы пластов, а именно — сверху вниз:

15 пластов с 40	*м* угля,	24—30% летучих
3 пласта „ 17—21	„ „	11—18% „
2 „ „ 7—15	„ „	7—15% „

В маленьком бассейне Ланжак известны 4 пласта, содержащие 7—13 *м* угля, залегающие в верхнем карбоне мощностью в 400—800 *м*.

Запас этих бассейнов составляет 60 550 тыс. *т*. Добыча 1923 г. — 532 тыс. *т*.

3. Третья группа охватывает многочисленные мелкие бассейны очень разного возраста, лежащие частью непосредственно в большой угольной впадине, частью примыкающие к ней на западе, следуя общему ССВ—ЮЮЗ простиранию. Здесь будут указаны также и бассейны, расположенные на северном и южном продолжении впадины.

Маленький бассейн Десиз образован 300—400 *м* верхне-стефанских, а частью может быть уже и нижне-пермских слоев с 4—9 угольными пластами общею мощностью в 13 *м*. Уголь содержит 30% летучих. Достоверный и возможный запас оценивается в 37,3 млн. *т*. Добыча 1923 г. — 217 тыс. *т*.

Бассейн Нуайан содержит 1 пласт с 7 *м* и 3 пласта с 3—5 *м* угля, залегающие в верхне-стефанских слоях (300—400 *м*). Уголь содержит 28—35% летучих. Запас небольшой и в значительной степени выработан. Добыча 1925 г. (вместе с вышеуказанным бассейном Бэр) — 63 тыс. *т*.

Продолжение угольной впадины находится в бассейне Ст.-Элуа. Здесь также известны 3 пласта, из числа которых нижний имеет мощность 3—4 *м*, а два верхних раздуваются до 25—30 *м* вместе. Уголь газовый (35—40%). Бассейн в значительной степени выработан.

На западе примыкает еще несколько мелких бассейнов:

Коммантри. Верхне-стефанские слои (130—200 *м*); 4—6 пластов, из числа которых верхний «Большой пласт» (Grande Couche) достигает мощности в 20 *м*. Он также в значительной степени выработан (см. рис. 87).

Дуайе. В верхне-стефанских слоях мощностью в 200—300 *м* имеется пласт толщиною до 15 *м*; запас — 9 млн. *т*.

Оманс. Здесь господствуют пермские слои; важнее угольного пласта (мощностью в 2—3 *м* с запасом около 20 млн. *т*)

здесь битуминозные сланцы и асфальтовые известняки. На непосредственном продолжении угольной впадины находится бассейн Шампаньяк с 4 средне-стефанскими пластами, один из них достигает мощности 10 *м*. На севере уголь содержит 10% летучих, на юге — 22—30%.

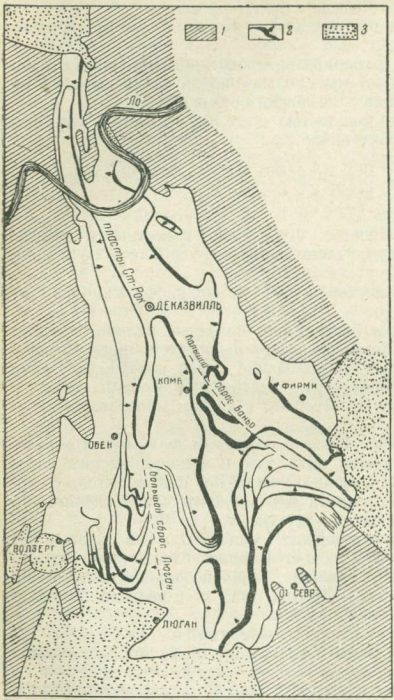


Рис. 88. Бассейн Обэн-Деказвилль. По Бержерону.

1—породы основания и изверженные породы; *2*—карбон с угольными пластами; *3*—молодые осадочные образования.

Запас перечисленных 6 бассейнов оценивается в 77 млн. *т*; добыча 1923 г. — 820 тыс. *т*.

Далее к югу к угольной впадине можно отнести еще самый большой бассейн Обэн-Деказвилль. В средне - верхне - стефанских слоях разной мощности здесь имеются три пачки пластов с 4, 20 и 30 *м* угля (сверху вниз). Уголь газовый (35—37%), но довольно грязный (рис. 88).

Здесь же можно указать и два маленьких верхне-стефанских бассейна Ст.-Перду и Родэз. Оба вместе они имеют только один промышленный пласт, уголь которого содержит 33—35% летучих.

На южном продолжении впадины расположены маленькие бассейны Альби и Кармо. Пласты нижне-стефанские. В Кармо в 400 *м* содержится 12 пластов, общая мощность которых достигает 30 *м*; уголь содержит 22—25% летучих. В Альби в 100 *м* имеется 4 пласта, из которых один достигает мощности 16 *м*. Уголь содержит 29—31% летучих.

Запас перечисленных бассейнов (Обэн-Деказвилль, Ст.-Пер-

ду, Родэз, Альби-Кармо) составляет 314 млн. *т*. Добыча 1923 г. — 1 983 тыс. *т*. Запас всей группы достигает таким образом 428 млн. *т*.

4. Бассейны западного Центрального плато очень незначительны. Брив и Аржента можно опустить совершенно. Несколько важнее:

Аён. В 400 *м* стефанских слоев лежит 14 угольных пластов общею мощностью в 17 *м*. Угли внизу тощие (7%), вверху жирные (25%).

Бурганёф. В 200 *м* стефанских слоев имеется 8 угольных пластов мощностью 0,3—1 *м*. Уголь тощий (8—10% летучих). Запас обоих бассейнов — 1,9 млн. *т*. Добыча 1923 г. — 51 тыс. *т*.

5. В южной группе по краю Черной горы можно указать только бассейн Грэссэк.

В нижне-стефанских слоях мощностью свыше 1 100 *м* имеются 4 группы, содержащие 12, 13, 5 и 7 угольных пластов; общая мощность угля 78 *м*. На западе угли бедны газом (13—19%), на востоке — богаче (19—25%). Запас составляет 48,5 млн. *т*, к которым можно прибавить еще 0,5 млн. *т* близ Ле Виган и Ружан к юго-востоку от главного бассейна. Добыча 1923 г. — 236 тыс. *т*.

Суммарный запас Центрального плато доходит почти до 3 млрд. *т*, из которых около 2,5 млрд. *т* приходится на восточную группу. Этот запас распределяется приблизительно между 25 мелкими отдельными бассейнами с очень разной последовательностью напластования. Но большая часть углей — стефанские.

Железные руды. Как было сказано выше, собственно Центральное плато не содержит сколько-нибудь значительных месторождений железных руд. В древнем палеозое Черной горы известно несколько мелких месторождений железа; так близ Обэн (сидериты, содержащие 39% Fe и 1,6% P), Каймар (гематит с 35—40% Fe) и близ Риоль (красный железняк с 49—53% Fe). Добыча достигает едва лишь 2 000 *т* в год. Далее известны жилы железняка (48—50% Fe) близ Албан ла Фресс, из которых в 1923 г. было добыто еще 4 600 *т*. Можно ли относить все эти железные руды и богатые марганцем (10% Mn) жилы Ла Ферроньера (Од) к палеозойскому циклу — еще большой вопрос. Марганцовые жилы на востоке Центрального плато (Романэш) во всяком случае моложе, так как они обнажаются на краевых трещинах при соприкосновении с лейасом, и этот последний частью оруденел.

Колчеданные месторождения. Значительно важнее колчеданные месторождения восточной части Центрального плато *(IV, 27)*. Близ Ст.-Бэль в зоне хлоритовых сланцев с СЮ простиранием заключена колчеданная линза длиною в 600 *м*, мощностью в 14—20 *м*, которая раздувается местами до 40 *м*. Здесь находится почти чистый серный колчедан; медный колчедан встречается редко; на обогащенных участках он сопровождается большими количествами кремнекислоты. Наравне с согласно залегающими пластовыми залежами колчеданов можно найти также и колчеданы в жилах. Запасы колчедана оцениваются в 9—11 млн. *т*. Месторождение несомненно эпигенетическое, магматического происхожде-

ния, но сложность объяснения в том, что поблизости нет крупных интрузивных масс. Добыча 1923 г. — 149 тыс. *т* с 48% серы.

Месторождение Шесси расположено также в докембрийских сланцах восточного края, содержащих плагиоклаз и роговую обманку. Оно тоже представляет собою согласно залегающую пластовую залежь длиною около 400 *м* при мощности приблизительно в 20 *м*. Внутри пласта наблюдается интенсивная колчеданная импрегнация; наравне с пиритом здесь встречается также и медный колчедан, так что руды содержат 6—12% меди. Иногда в них можно найти также небольшие количества барита. Следует отметить, что небольшие количества меди встречаются также и в прилегающих рэтских слоях, но здесь дело касается вероятно вторичного перераспределения и переноса материала пластовой залежи, которая несомненно старше.

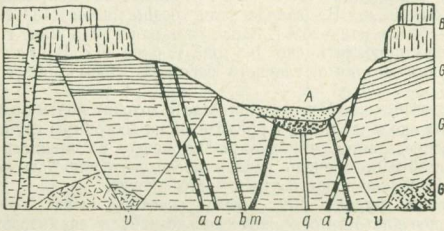


Рис. 89. Месторождение сурьмяной руды Массьяк. Из Бека (Beck, Erzlagerstätten).

Gn—гнейс; *Gl*—слюдяные сланцы; *Gr*—гранит; *c*—сброс; *a*—жила сурьмяной руды; *b*—баритовая жила; *m*—жила мышьякового колчедана; *q*—кварцевая жила; *B*—базальт; *A*—аллювий и делювий.

Жильные месторождения халькопирита и пирита известны также и далее к западу около выступа Форэ близ Ла Прюнь и Шизёйль. В 1923 г. здесь было добыто 33 000 *т* колчедана с 33% серы.

Оловянно-вольфрамовые руды. В настоящее время эти руды не разрабатываются, но самый характер залегания представляет несомненно значительный интерес. Рудоносный район расположен на северо-западе Центрального плато, в той краевой зоне, которая, по де Лоней, может считаться каледонской каймой, перешедшей сюда по простиранию из Бретани. Носителями руды являются повидимому молодые мусковитовые граниты (гранулиты французских геологов). Наибольшее количество жил находится близ Монтёбрà, где они залегают в мусковитовых гранитах; они расположены на контракционных трещинах гранита, и характерным для них является содержание амблигонита (литиевого фосфата), который также разрабатывается. Следует упомянуть о содержании в рудах ниобия. Жила мощностью до 1 *м* находится близ Сиё,

а около Вольри известна штокверкообразная зона импрењяций. Оловянный камень сопровождается мышьяковым колчеданом, молибденовым блеском, вольфрамитом, плавиковым шпатом. Близ Ст.-Леонара вольфрамит является главной рудой. Вольфрамовые и висмутовые руды Меймак (Коррэз) следует вероятно причислить к этой же группе.

Месторождения южной Бретани (Морбиган) образуют непосредственное продолжение этой оловоносной зоны, аналог которой (гораздо большего значения) можно найти в Рудных горах.

Сурьмяные руды. Эта широко распространенная группа является самой характерной для Центрального плато. Нельзя не отметить, что и эта группа руд имеет свое продолжение в Бретани, но геологические условия ее несколько иные. Она связана повидимому с большой гранитовой зоной, которая окружает центральные массы гнейса с севера, востока и юго-востока. Жилы сурьмяных руд можно проследить, начиная от Крёз, через Бурбоннэ, район Пюи и верхнюю Луару до Ардэш и Лозэр на юго-востоке. Они образуют зону шириною около 100 *км*, которая на севере имеет СЗ — ЮВ простирание, переходящее далее в южное и юго-западное. Отдельные жилы простираются преимущественно в СВ (и до ССВ) направлении.

Возраст их не вполне ясен. Де Лоней (*IV, 26*) допускает, что жилы залегают в «микрогранулите», который сечет безусловно нижний карбон, и считает их поэтому послениижне-карбоновыми, но достефанскими. Но неоднократно высказывалось предположение, что они значительно моложе: близ Шарм (Севенны) сурьмяные руды встречаются в триасовых доломитах. Связь с гранитами все же достаточно определенная.

В качестве отдельных месторождений можно перечислить:

Над (Бурбоннэ); сурьмяный блеск содержится в кварцевых жилах слюдяно-сланцевого покрова гранитов Коллет. Бренэй (Сувиньи); сурьмяный блеск в кварцевых жилах с ЮВ простиранием, секущих двуслюдяной гранит.

Вилльранж; кварцевые жилы с сурьмяным блеском, прорезающие кульмские граувакки в ВЗ направлении.

Монтиньи (Алльэ). Жилы в граните и гнейсе с ССВ простиранием. Самая важная группа расположена близ Фрейсенэ (Пюи ди Дом), Массьяк (Канталь) и Ла Ликульн (верхняя Луара). Она залегает в гнейсо-слюдяных сланцах к юго-западу от большого гранитного венца. Здесь мы имеем кварцевые жилы, в которых рядом с пустой породой залегают расположенные в виде чёток линзы сурьмяного блеска. Около Фрейсенэ мощность линз достигает 30—40 *см* при длине в 15 *м*. Они содержат почти чистый сурьмяный блеск (10% кварца). Близ Ла Ликульна простирание жил СВ 30° — СВ 60°, а состав их аналогичен предыдущим. Около Массьяк жилы залегают в гнейсо-слюдяном сланце, сильно разбитом гранитными жилами. Эти жилы содержат также и мышьяковый колчедан и барит. Это единственная группа, которая разрабатывается еще в настоящее время. В 1923 г. было добыто 1 600 *т* руды с 6—7% Sb и небольшим содержанием золота.

Близ Шанак (Ло) жилы эти залегают в слюдяных сланцах и гнейсах.

Около Мальбоз (Ардэш) жилы с СВ простиранием залегают в слюдяно-сланцевом покрове лозерских гранитов. Жильная порода содержит здесь известковый шпат и барит.

Жилы несколько особого типа с медными рудами и содержанием золота до 15 *г* на тонну имеются в кристаллических сланцах Шатлэ (Крёз). Здесь в 1924 г. было добыто 19 700 *т* руды.

За пределами описанного венца находится месторождение Ст.-Ирией, расположенное на юго-западе Центрального плато (зона Тюлль). Условия залегания аналогичны. В слюдяных сланцах и амфиболитах залегают многочисленные жилы гранита, с которыми связаны месторождения кварца и сурьмяного блеска. Руды содержат нередко значительный процент золота (10 *г* на тонну), так что они разрабатываются отчасти и на золото (1924 г. — 46 000 *т* руды).

Прочие руды (ср. де Лоней, *IV, 26*). Группа свинцово-цинково-серебряных руд представлена в Центральном плато прежде всего месторождением Понжибо бесспорно третичного возраста. Многие другие месторождения кристаллического массива могут вероятно быть отнесены к этому же периоду.[1] В южных неметаморфических частях (Черная гора) эта группа распространена довольно широко. В настоящее время еще разрабатываются жилы в палеозое Виллынё (Од), Пейребрюн (Тарн), Корбьер (Эро), Вилльфранш (Авейрон), Ст.-Жюльен (Ардэш) и т. д. Ввиду того, что месторождения свинцового блеска распространены также и в мезозое (триас и юра) в Косс и Севеннах, всю эту группу можно вероятно считать послепалеозойской.

Де Лоней допускал все же, что свинцово-цинковые жилы, жильной породой которых является кварц, принадлежат более древней минерализации, продолжавшейся возможно до триаса, но относящейся все же может быть еще к концу варисского цикла. Более молодые третичные руды имеют баритовую жильную породу. Здесь повторяется та же проблема, что и во всех почти областях Англии и Средней Европы.

Несколько иного характера встречающиеся в южной части Центрального плато жилы медных и мышьяковых руд. Близ Падерн и Монгальяр д'Ориа известны медные руды, содержащие 3% Cu, золото и серебро (1923 г. — 380 *т*); близ Сальсинь, Малабо и в других местах добываются преимущественно мышьяковые руды (5% As), содержащие на 1 *т* руды 3 *кг* меди, 100 *г* серебра и 12 *г* золота. Добыча 1923 г. составила 7 900 *т* руды. Возраст этой группы пока не выяснен точно.

[1] Следует еще указать особо на месторождение Винала (Лозэр) в слюдяных сланцах и гранитах. Здесь была установлена следующая последовательность: свинцовый блеск с кварцем, свинцовый блеск с известковым шпатом, свинцовый блеск с баритом, серебросодержащий свинцовый блеск. Самые молодые фазы безусловно третичные (барит в лейасе и олигоцене Овернских гор). Но, точно так же как в Саксонии, вполне возможно, что более древняя минерализация примыкает еще к варисскому циклу.

Плавиковый шпат и барит. Возраст этих месторождений также еще не установлен. Довольно значительная добыча плавикового шпата производится у Ланжак в верхней Лауре (1923 г.— 7,3 тыс. *т*) и у Рош Корнэ в Пюи де Дом (1923 г.— 2,5 тыс. *т*). Барит добывается в верхней Луаре и в округе Лозэр (1923 г.— от 1,2 до 5,3 тыс. *т*). Связь этих месторождений с извержениями и образованием трещин в третичном периоде здесь отчасти вероятна.

ЛИТЕРАТУРА

1. Barrois, Ch. Mémoire sur la distribution des Graptolites dans la France. Ann. soc. géol. Nord. 20, 1892.
2. Bertrand, M. Étude sur les bassins houillers, Bassin houiller du Gard. Ann. des mines, 9 sér., 17, 1900.
3. — Les lignes directrices de la géologie de la France. Rev. gen. des Scien. 1894.
4. Bertrand, P. Succession régulière des zones végétales dans les bassins houillers français. C. R. XIII Congr. géol. int., Brüssel, 1922.
5. — Stratigraphie du Westphalien et du Stéphanien dans les différents bassins houillers français. Congr. strat. carb. Heerlen, 1928.
6. Bergeron, J. Étude des terrains paléozoiques et de la tectonique de la Montagne Noire. Bull. soc. géol. Fr. 27, 1899.
7. — Excursion au Massif de la Montagne Noire. C. R. congr. intern. géol. Paris, 1900.
8. — Note sur la base du Carbonifère de la Montagne Noire. Bull. soc. géol. Fr., 1899, 27.
9. Born, A. Eine Untersilurfauna aus der Montagne Noire. Senckenbergiana III, 1921.
10. Boule, M. Géologie des environs d'Aurillac. Bull. serv. c. géol. Fr. 11, 1899/1900.
11. Delafond, F. Bassin houiller et permien d'Autun et d'Epinac. Paris, 1899.
12. — Bassin houiller et permien de Blanzy et de Creuzot. Paris, 1902.
13. — Le terrain houiller sur les pourtours du Morvan. Bull. serv. c. géol. Fr. 142, 1919/20.
14. — Tectonique du massif Central. Bull. serv. c. géol. Fr., 1920/21.
15. Duparc, L. Les filons de mispickel aurifère de la Montagne Noire. C. R. soc. de physique et d'histoire natur. Genève, 1923.
16. Fayol, H. et Grand' Eury, C. Excursion aux bassins houillers du centre de la France. C. R. congr. intern. géol. Paris, 1900.
17. Frech, F. Die Paläozoischen Bildungen von Cabrières. Z. D. G. G. 39, 1887.
18. Grand'Eury, C. Flore carbonifère du département de la Loire et du centre de la France. Mém. Ac. Sc. Paris, 24, 1877.

19. Julien, A. Le terrain carbonifère marin de la France central. Paris, 1896.
20. Launay, L. de Études sur le plateau central. Bull. serv. c. géol. Fr. I. La vallée du Cher. Vol. 30, II. Le massif de Saint-Saulge. Vol. 46. III. Les roches éruptives carbonifères de la Creuse. Vol. 83.
21. — L'allure des terrains houillers dans le massif Central et à ses abords. C. R. Ac. Sc. Paris, 170, 1920.
22. — L'allure probable des terrains houillers entre le Plateau Central et les Vosges. B. serv. c. géol. Fr. 23, 1919.
23. Note sur les roches primitives de la feuille de Brive. Bull. soc. géol. Fr., 1889.
24. — Sur quelques roches écrasées du Plateau Central. C. R. Ac. Sc. Paris, 156, 1913.
25. — Géologie de la France. Paris, 1921.
26. — Excursion à quelques gîtes minéraux du Plateau Central. C. R. VIII congr. intern. géol. Paris, 1900.
27. — Die Schwefelkieslagerstätte von Sainte-Bel. Z. f. pr. Geol., 1901.
28. Michel-Lévy, M. Sur l'origine des terrains cristallins primitifs. Bull. soc. géol. Fr. 16, 1887.
29. Michel-Lévy, A. Les terrains primaires du Morvan et de la Loire. Bull. serv. c. géol. Fr. 18. 1907/08.
30. Miquel, J. Nouvel essai sur la géologie des terrains primaires du département de l'Hérault. Bull. soc. d'étude des Sc. naturelles 31, 1912.
31. Mouret, G. Bassin houiller et permien de Brive. Études de gîtes minéraux de France, 1891.
32. — Sur l'existence d'une zone de roches écrasées, longue d'environ 200 km, dans la région Ouest du massif central français. C. R. Ac. Sc. Paris, 164, 1917, и там же 169, 1919.
33. — Remarques sur la géologie du Plateau Central de la France. Bull. soc. géol. Fr. 26, 1898.
34. — Aperçu sur la géologie de la partie sud-ouest du Plateau Central de la France. Bull. serv. c. géol. Fr. 11, 1899/1900.
35. — Kurze Notizen über das westl. Zentralplateau. Bull. serv. c. géol. Fr. 1919/20 и 1920/21.
36. — Raguin, E. Au sujet de diverse genres de mylonites granitiques. Bull. serv. c. géol. Fr., 1926.
37. Schindewolf, O. Versuch einer Paläogeographie des europäischen Oberdevonmeeres. Z. D. G. G. Abh. 73, 1921.
38. Termier, P. Étude du Massif cristallin du Mont Pilat. Bull. soc. géol. Fr., 1889.
39. — État actuel de nos connaissances sur la tectonique du Plateau Central francais. C. R. congr. intern. géol., Brüssel, 1923.
40. — Sur la tectonique de la région française du Rhone. C. R. congr. intern. géol., Brüssel, 1923.
41. Termier P. et Friedel. Sur la structure du bassin houiller de Gard. C. R. Ac. Sc. Paris, 169, 1919.
42. Zeiller, R. Les provinces botaniques de la fin des temps primaires. Rev. gen. des sciences. 1897.

АРДЕННЫ И РЕЙНСКИЕ СЛАНЦЕВЫЕ ГОРЫ

1. ФОРМА И ГРАНИЦЫ

В Рейнских сланцевых горах единство исторического и тектонического развития выражено гораздо сильнее, чем в Арморике, Центральном плато или Верхне-рейнском массиве и Богемии. Несмотря на сильную дифференциацию фаций и довольно значительное разнообразие в смене фаз и в интенсивности тектоники, здесь более чем где бы то ни было можно говорить с полным правом об единстве развития, так как в этом массиве вряд ли можно найти пограничные зоны дислокаций первого порядка.

В целом своеобразная «спирифероподобная» форма, распространенная на ССЗ, хорошо передает древнее главное простирание палеозоя. В деталях конечно мало что сохранилось от древней структуры в этих горах, размытых почти окончательно, формы которых изменены молодой тектоникой и вулканизмом; впоследствии они были изрезаны сложными системами долин. Древняя поверхность выравнивания расположена на высоте 600—700 *м* над нормальным нулем; лишь немногие части поднимаются над этим уровнем (Гоэ-ахт-Эйфель — 760 *м;* Фельдберг-Таунус — 880 *м*).

На севере граница определяется меловой, а затем юрской трансгрессией, захватившей в различной степени верхне-карбоновую внешнюю зону гор. На западе эта граница также определяется по большей части распространением юры, а южнее — триаса по краю Парижского бассейна. Здесь древние структуры как бы просвечивают еще и указывают на связь — через Булонь — с южной Англией и Девон — Корнуолом. На юге древняя саарско-веттерауская впадина образует первичную границу зоны. Распространяющаяся далеко вглубь впадина Трирского залива, типа трабена, отчетливо отделяет северную часть (Арденны) от южной (Хунсрюк). Только на востоке мы имеем тектоническую границу рейнских разломов, образование которых закончилось в третичное время; но начались они без сомнения еще в варисском периоде. Келлервальд представляет собою восточный выступ, доходящий далеко на востоке до гессенской плиты пестрых песчаников в качестве связующего звена с Гарцем. Общее расчленение с северо-запада на юго-восток, по Ведекинду (*V, 147*), следующее (см. рис. 91):

I. Брабантский массив — затвердевший каледонский форланд; поддается точному определению только на левом берегу Рейна.

II. Внешняя впадина с верхне-карбоновым выполнением, образующая на западе складчатую систему арденнских мульд (Намюр, Динан), ограниченную с юга антиклиналью Ставло-Рокруа (кембрий) и не имеющую непосредственного продолжения на правом берегу Рейна. На востоке ей соответствует Вестфальский угольный район.

III. Система Эйфель — зауэландских мульд = эйфельскому синклинорию (средний девон, верхний девон, нижний карбон.

VI. Зигерландский массив, развитый преимущественно на правом берегу Рейна (нижний девон).

V. Гессенские мульды (гессенский синклинорий), развитые тоже преимущественно на востоке (средний девон, верхний девон, нижний карбон).

VI. Система Хунсрюк — Таунус (нижний девон и додевонские отложения).

Это общее расчленение основано частью на очень древних структурах доварисского, а может быть даже докаледонского эпейрогенеза, который постоянно сказывался и в дальнейшем. Особенно важен древний Брабантский массив, подпруживающее действие которого задержало развитие западной части внешней впадины на юге.

2. СТРАТИГРАФИЯ

Кембрий. Самые глубокие слои, поддающиеся точному определению, относятся к кембрию. Но более или менее полная свита имеется только в Брабантском массиве, где сверху вниз можно различить следующие элементы (*V, 1, 96, 97*).

Ревинский горизонт — черные графитовые сланцы и серые кварциты с пиритом. Только на основании петрографического состава здесь можно говорить может быть об аналогии со среднекембрийскими квасцовыми сланцами.

Девиллький горизонт — филлиты с *Oldhamia radiata* и кварциты Урт; возможно, что они уже нижне-кембрийские.

Метаморфизм этих слоев незначительный, причем на юге он выражен сильнее, чем на севере (оттрелитовые сланцы, спессартитовые сланцы, андалузитовые сланцы) (*V, 140*). Метаморфизм достигает повидимому нижнего девона.

Вследствие малого количества найденных ископаемых конечно очень трудно установить возраст этой свиты. Она безусловно значительно менее полна здесь, чем в Англии. Но и с Бретанью тут собственно тоже мало точек соприкосновения. В арденнской антиклинали на юго-западе близ Рокруа девон трансгредирует непосредственно на девиллький горизонт.

С некоторой оговоркой к этой серии можно может быть отнести «додевонские» филлиты и подчиненные кварциты южного края Хунсрюка и Таунуса. В эту свиту, метаморфизм и серицитизация которой сильнее в Таунусе, чем на западе, включены измененные кератофиры и кератофировые туфы. Встречающиеся местами темные кварциты напоминают может быть ревинский горизонт. Возможно, что они еще ближе к вейльским слоям Вогез, возраст которых правда не определен еще точно. Лепла (*V, 91, 92*) допускает возможность альгонкского возраста. В этом отношении нужно помнить о сходстве с северным Спессартом (ср. гл. VI). На основании

включений в базальтах можно заключить, что в фундаменте имеется еще гнейс, слюдяные сланцы, гранатовые, роговообманковые сланцы и зернистые известняки.

Силур. Силур тоже имеет пробелы, он сильно разрушен послекаледонской эрозией. В Брабантском массиве в пределах бельгийских мульд (Крет де Кондроз) и в Венн силур начинается так называемым сальмским горизонтом, красными и зелеными кварцевыми филлитами с *Dictyonema flabelliforme*, принадлежащими следовательно к тремадоку (*V, 1, 68, 100*).

Выше следуют сланцы с *Didymograptus Murchisoni, Diplograptus, Aeglina, Caryocaris*, т. е. слои от верхне- скиддавских до ландейло. Затем идут граувакки (карадок) с *Strophomena rhomboidalis, Str. pecten, Leptaena sericea, Orthis calligramma, O. Actoniae, O. biforata, Trinucleus seticornis, Illaenus Bowmanni, Calymene incerta, Lichas laxatus, Ampyx nudus.*

В верхних горизонтах имеем верхний силур в сланцевой фации с включениями известняка. Здесь можно установить нижний комплекс ландовери (сланцы Гран-Маниль и Фосс) с *Sphaerexochus minus, Cheirurus insignis, Phacops Stockesi, Illaenus parvulus, Calymene Blumenbachi, Orthis biloba, Plectambonites transversalis, Meristella subundata, Halysites catenularia, Favosites gotlandica* и т. д. В залегающих несколько выше глинистых сланцах встречаются *Diplograptus vesiculosus, Climacograptus scalaris, Monograptus leptotheca.* Кварцевые порфиры встречаются в этом комплексе. Верхний ландовери определяется граптолитовыми сланцами и эффузивными породами. В верхних горизонтах лежат сланцы и известняки уэнлока с *Retiolites Geinitzianus, Monogr. vomerinus, Rhynchonella borealis, Meristella crassa, Atrypa marginalis, Cardiola interrupta* (Курамон) и наконец сланцы нижнего лудлоу (Тимензарт) с *Mon. colonus* и *M. Nilssoni.*

В Артуа над ними лежат известняки Лиевен с криноидеями и *Daya navicula*, затем известняки Ангр с *Calymene Blumenbachi* и *Acaste Downingiae* и в качестве верхнего силурийского горизонта — граувакки со сланцами Дрокур, содержащие *Spir. elevatus* и ортоцерат. Несогласия в верхних горизонтах (Ленс) здесь повидимому не наблюдается, тогда как дальше к востоку три верхние горизонта не развиты.

В Арденнах далее к югу собственно силур отсутствует совершенно, — здесь начинается каледонская приподнятая зона.

Чтобы встретить снова силурийские слои, нужно перейти в восточный край Рейнских сланцевых гор, где они залегают между гессенскими мульдами (Келлервальд, Линденская Марка близ Гиссена). Пока трудно высказать какие бы то ни было предположения обо всей этой промежуточной области.

На востоке фация отклоняется, и в ней проявляются ясно выраженные богемские связи. Кегель (*V, 77*) подчеркивает не без основания, что здесь и в Гарце связи двусторонние, и тут вполне возможен обмен фауной как с Англией, так и с Богемией. На этом основании можно допустить наличие морского силура и под главной массой Рейнских сланцевых гор.

Для Келлервальда Денкман и Ведекинд дали следующее расчленение (*V, 23, 146*):

6. Роговиковые слои:
   d) плитчатые известняки с *Hercynella, Harpes Koeneni, Cyphaspis, Monograptus.*
   c) верхние роговиковые слои с *Plectambonites segmentum, P. transversalis, Dalmanella wisbyensis, Phacops elegantulus, Ph. fecundus* var. *communis, Reedia Clarkei, R. primaeva, Dalmanites gryphaeus, Bronteus, Acidaspis* cf. *minuta, Cheirurus Sternbergi* и др., *Monograptus* sp.;
   b) нижние роговиковые слои с *Phacops fecundus, Ph. Denckmanni,* пелециподами и *Monograptus Nilssoni, M. dubius, M. Roemeri, M. vulgaris, M. tumescens, M. Gotlandicus, M. transgrediens,* нижний лудлоу;
   a) известняки Гильза с *Phacops fecundus, Dalmanites, Lunulicardium.*
5. Сланцы Рюклинг с граптолитовой фауной «древнего пруда» близ Мёршейд. Содержат следующие граптолиты: *Mon. spiralis, M. convolutus, M. vomerinus, M. Jaekeli, M. griestonensis, M. dubius, M. riccartonensis, Cyrtograptus Murchisoni, C. Carruthersi, Retiolites Geinitzianus, R. obesus,* т. е. таранион или уэнлок.
4. (Келлервальдские кварциты) в настоящее время должны быть выделены в качестве верхне-девонско-кульмских отложений.
3. Мёршейдские сланцы с пелециподами, тентакулитами и окремнелыми ортоцерасами. Возраст точно еще неизвестен.
2. d) Урфские слои граптолитовых и кремнистых сланцев с *Monograptus Sandersoni, Cardiola, Tentaculites ornatus, Phacops Denckmanni*;
   c) денсбергские известняки с *Monograptus* и *Ctenodonta;*
   b) (градувакки);
   a) (плитчатые известняки с остатками растений).
1. Градувакки Худсхауза с *Monograptus* и *Retiolites.*

В настоящее время такое расчленение должно быть изменено в значительной степени. Часть урфских слоев (2*a* и 2*b*) безусловно относится к кульмским отложениям или соответственно к верхнему девону, между тем как 2*c* и 2*d* относятся вероятно к ландовери. В рюклингских сланцах также могут быть скрыты более молодые элементы; келлервальдские кварциты должны быть отнесены к нижнему карбону (*V, 129*), так как здесь встречаются такие формы как *Cladochonus* cf. *Michelini, Spirifer* cf. *tornacensis, Archaeocidaris* и т. п. Очень сложная тектоника привела здесь к известной путанице; аналогичные условия встречаются также и в гессенских мульдах, где кварцитовые утесы Хёрре пришлось также перенести в последнее время из силура в нижний карбон. В настоящее время можно только сказать, что верхний силур, начиная от ландовери и до лудлоу, может быть установлен в Келлервальде на основании граптолитов. Слои 6*c* можно сравнить с бо-

гемскими слоями $e\beta$, а $6d$ с $e\gamma$ Даунтон, т. е. самый высокий $e\gamma$ (трилобитовые слои с *Bronteus umbellifer)* вряд ли здесь представлен.

Верхний силур Линденской Марки близ Гиссена дает, по Кегелю, следующее расчленение *(V, 77)*:

3. Глинистые сланцы с *Pterochaenia glabra* и прослои известняка с *Spir. inchoans* и *Leptodesma migrans*, т. е. $e\gamma$ богемских отложений.
2. Ортоцератитовый известняк с *Ceratocephala* cf. *Verneuili, Cardiola cornu-copiae, C. bohemica*, многочисленными пелециподами, ортоцерасами, *Rhynchonella Megaera, Rh. Sappho* и с граптолитами *Monograptus dubius, M. colonus, M. Nilssoni, M. Flemingi*. Здесь мы имеем значит главным образом зоны 30—34 (Elles-Wood) или соответственно богемские $e\beta$ и может быть $ea3$.
1. Остракодовый известняк — серый со сростками серного колчедана, вверху тонкослоистый с роговиками. *Monogr. priodon, Stropheodonta Studnitzae, Plectambonites transversalis, Leptaena rhomboidalis, Orthis canaliculata, O. basalis, O. elegantula, Calymene rhenana, Phacops, Phacopsidella bulliceps, Aulacopleura Koninckí, Proetus depressus, Harpes* и т. д. Это главным образом богемское ea.

Силурийско-девонская граница. Напластование девона на западе (Арденны) безусловно несогласное. Силур залегает здесь в зоне каледонских мульд и срезается на юге нижним девоном, трансгредирующим на кембрий. Расчленение пограничных слоев, по Барруа, Прюво и др. *(V, 5, 52, 93, 95)*, следующее:

Шропшир по Эллес Слэтер	Артуа	Арденны и Брабант	
Нижний древний красный песчаник	Сланцы и песчаники Вими	Зеленые сланцы Ст.-Юбэр	*Gc*
	Сланцы и песчаники Перн	Пестрые сланцы Уаньи	*Gb*
Кровельные сланцы	Псаммиты Льевен		
Грубозернистые песчаники Даунтон	Тентакулитовые сланцы Мерикур	Сланцы Мондрепюи	*Ga*
Костеносные слои лудлоу	Аркозы Буа-Бернар	Конгломерат Фрепэн	*Ga*

Силурийско-девонская граница, по Барруа

Плитняки с *Chonetes*	Граувакки Дрокур	Пробел — арденнская складчатость
Плитняки с *Rhynchonella*	Известняки Ангр	
Известняки Моктри	Известняки Льевен	

Сланцы Ст.-Юбэр содержат *Pteraspis Dewalquei*, сланцы Уаньи — *Pteraspis rostrata* и *P. Traquairi*; фауна Мондрепюи характеризуется, по Лериш, прежде всего: *Strophomena pecten, Orthis Verneuili, O.* cf. *personata, Spirifer sulcatus, Sp. Mercurii, Cucullaea Voissieri, Pterinea retroflexa, Grammysia cingulata, Homalonotus Roe-*

meri, Acaste Downingiae, Bellerophon trilobatus. Из расположенных далее к югу местонахождений Фукс приводит *Orthis* aff. *fornatim-furcata, Orthotetes euzona, Trigeria* cf. *Gaudryi* (*V, 46*).

В верхнем комплексе Арденн, известном в качестве жединского яруса, следует таким образом видеть внизу (*Ga*) даунтон, а вверху (*Gb* и *Gc*) нижний девон. Судя по этому, каледонская складчатость здесь додаунтонская (арденнская фаза Штилле), а в Англии — последаунтонская (эрийская фаза). Поэтому совершенно условно, отождествлять ли силурийско-девонскую границу (как делал Барруа) с арденнским или эрийским несогласием.

То же самое затруднение налицо и в Богемии, где верхние части $e\gamma$ тоже относятся уже собственно к девону и соответствуют повидимому *Ga* Арденн.

На юге Рейнских сланцевых гор, по Лепла, можно также установить несогласие, так как в верхних горизонтах упомянутого додевонского комплекса встречаются пестрые жединские сланцы, в базальных горизонтах которых включены кварциты и конгломератовые слои; в качестве компонентов встречаются черные кварциты (ревинский горизонт); Лепла упоминает о нахождении *Atrypa reticularis* близ Литтремон. Нижние части (зеленые сланцы и кварциты) могут соответствовать слоям Мондрепюи. Весь комплекс сильно раздавлен и утоняется к востоку.

Для внутренних частей Рейнских сланцевых гор вопрос о наличии переходной зоны не разрешен еще полностью. В Зигерланде сюда относят граувакки и красные сланцы в фундаменте зигенского комплекса (*V, 45, 46*). В Зауэрланде Фукс комплекс так называемых слоев Берзе — темных сланцев и конгломератов — сравнил с бельгийскими слоями Мондрепюи на основании находимой здесь фауны. По М. Рихтеру (*V, 119*), данные залегания не подтверждают такой аналогии, так как слои Берзе лежат повидимому нормально на нижних горизонтах нижнего девона и перекрыты более высоким нижним девоном. Допущенный Денкманом (*V, 25*) надвиг мало вероятен. Из вервеских слоев Фукс описал: *Orthis fornatim-furcata, O. florifera, Orthotetes euzona, Sp. undigranatus, Rhynchonella percostata, Trigeria* aff. *Gaudryi, Homalonotus Dialai.* Из числа этих 10 видов близ Мондрепюи встречается 3 тождественных и 4 родственных вида.

На востоке переходные зоны не установлены точно. В Келлервальде и в зоне гессенских мульд они повидимому отсутствуют. «Герцинский» нижний девон залегает на силуре повидимому тоже несогласно.

Нижний девон в пределах Рейнских сланцевых гор достигает мощности в несколько тысяч метров. Но при этом наблюдается сильная диференциация и переменное распространение осадочных пород разного типа, хотя в общем накопление осадков выразилось преимущественно песчаными и сланцевыми слоями. Красные и пестрые осадочные образования, характерные для переходной зоны, сосредоточены преимущественно в северной краевой зоне.

Низы нижнего девона или зигенский ярус можно расчленить на фации с севера на юг. На юге (Таунус, Хунсрюк, южные Ар-

денны до мульды Динан) основная часть образована грубо псаммитовыми кварцитами Таунуса, которым в Арденнах соответствует полевошпатовый крупнозернистый песчаник Анор. Над ними лежат темные хунсрюкские сланцы, распространение которых ограничивается повидимому центральными, удаленными от суши частями (свита Уффализ); песчаные включения этих сланцев (граувакки Монтиньи) содержат фауну, которая близка еще к фауне кварцитов Таунус.

Фауна кварцитов Таунус в более богатых окаменелостями северных образованиях состоит, по Кегелю (*V*, *76*), преимущественно из индифферентных пелеципод (*Ctenodonta, Modiomorpha, Cypricardella*).

В качестве руководящих можно указать следующие виды (Кегель):

Spirifer primaevus, Sp. Bischofi var. *rhenana, Sp. histericus, Sp. excavatus, Stropheodonta Sedgwicki, St. herculea, Athyris avirostris, Rhynchonella Pangelliana, Rhenorensselaeria crassicosta, R. strigiceps, Pterinea Paillettei, Myalina crassitesta, Modiomorpha Herrmanni, Cypricardella subrectangularis, C. bicostula, C. procurta, Grammysia taunica, Sphenotus soleniformis, Orthonota costata, Kochia capuliformis, Tentaculites grandis, Murchisonia taunica, Homalonotus ornatus, Cryphaeus Richteri, Cr. intermedius, Machaeracanthus Kayseri.*

Сланцы Хунсрюк, нижняя часть которых относится еще бесспорно к зигенскому ярусу, выше имеют уже определенные связи со средним отделом нижнего девона (*V*, *44*, *92*).

Наравне с трилобитами *(Phacops Ferdinandi, Odontochtile rhenana, Homalonotus ornatus, Cryphaeus limbatus)* здесь преобладают прежде всего морские звезды и криноидеи: *Aspidosoma Tischbeini, Ophiurella, Bundenbachia* и др., *Acanthocrinus rex, Triarcrinus elongatus, Parisocrinus nanus, Hopalocrinus gracilis* и др. Наряду с ними часты также и пелециподы *(Avicula lamellosa, Puella Grebei, Ctenodonta gemuendensis, Cardiola bicarinata)*. Важны еще ортоцерасы, *Cyrtoceras* и *Aphyllites fidelis*. Брахиоподы и гастроподы отходят правда на второй план, но они имеют все же значение при определении горизонтов в граувакковых включениях. Так Фукс различает (1907 г.) в области среднего Рейна, сверху вниз:

Верхние сланцы Хунсрюк:

4. Граувакковые сланцы с *Sp. mediorhenanus, Spirifer assimilis, Atrypa reticularis.*
3. Кровельные сланцы с *Agoniatites falcistria* и богатой трилобитовой фауной.
2. Глинистые сланцы с прослоями граувакк: *Spir. Hercyniae* (редко), *Cyrtina heteroclyta, Pterinea expansa, Avicula lamellosa, Nucula, Chonetes.*
1. Глинистые сланцы с граувакковыми сланцами: *Spirifer arduennensis (antecedens), Sp. explanatus, Sp. incestus, Anoplotheca venusta, Gosseletia carinata, Acanthocrinus rex* и др.

Нижние сланцы Хунсрюк: глинистые сланцы с прослоями граувакк и с фауной, напоминающей скорее кварциты Таунуса.

Самые верхние горизонты, по Ведекинду (*V, 147*), характеризуются уменьшением количества акроспириферов (*primaevus*) и преобладанием брахиспириферов (*carinatus*) и эвриспириферов (*hercyniae*).

Пограничной зоной можно считать слои с *Sp. Decheni* и *Sp. assimilis*. В Бельгии руководящим видом считается *Stropheodonta Murchisoni*, соответствующий слоям Уффализ, и проводится дальнейшее расчленение на нижние граувакки, содержащие *Sp. primaevus*, и верхние, не содержащие этого вида.

Совершенно своеобразные отложения, не выясненные еще в деталях, имеются в восточном крае Рейнских сланцевых гор (Келлервальд, Марбург; *V, 23, 30, 59, 73, 145*). В Келлервальде под трансгредирующими кобленцскими отложениями (михельбахские слои) лежит следующая группа так называемых герцинских слоев:

Далманитовые сланцы с *Dalmanites, Phacops, Spirifer* aff. *hercyniae*, 2 *м*.

Шёнауские известняки с *Agoniatites fecundus*, трилобитами и т. д., 3—4 *м*.

Мергелисто-песчаные сланцы с *Rhynchonella princeps, Dalmanites, Spirifer Hercyniae;* мощность изменчивая.

Тентакулитовые и коралловые известняки, 50 *см*.

Плитчатый известняк верхнего силура.

Местами эта свита замещается известковыми граувакками (Эрбслох), которые также перекрыты несогласно михельбахскими слоями (кобленцский ярус) и в свою очередь залегают несогласно на силуре. В районе Марбурга грауваккы Эрбслоха соответствуют повидимому только нижней части «герцина». Эти грауваккы содержат наравне с небольшим количеством рейнских видов *(Spir. hercyniae, Chonetes sarcinulata, Ch. dilatata, Rhynchonella Daleidensis)* также фауну, определенно примыкающую к богемским известнякам *f* (коньепрус):

Spir. Decheni, Sp. togatus, Rhynchonella princeps, Pentamerus Sieberi, Orthis Gervillei, Strophomena Bouei, Phacops fecundus major, Dalmanites tuberculatus.

Положение этой герцинской группы требует дальнейшего уточнения. Древерман видел в ней эквивалент низов нижнего девона, между тем как по Эм. Кайзеру и Ведекинду базальные горизонты ее соответствуют возможно верхнему пограничному горизонту (слои с *Decheni*), соответствующему хунсрюкским сланцам, а верхние части переходят в нижний кобленцский ярус.

В Зигерланде, а частью и на левом берегу Рейна, фация таунусских кварцитов замещается чрезвычайно мощным (по Рихтеру до 10 000 *м*) комплексом зигенских слоев. До сих пор не удалось еще расчленить вполне удовлетворительно этот массив, состоящий из темных грауваккы, кварцитов и песчаных и тонких сланцев (*V, 24, 119, 132*).

Фауна в целом довольно близка к фауне таунусских кварцитов; кроме перечисленных выше можно упомянуть еще следующие виды: *Orthis circularis, O. personata, O. provulvaria, Homalonotus*

rhenanus, Ctenocrinus typus, Pleurodictyum problematicum, Aulopora serpens, Favosites cf. *polymorpha*, многочисленные пелециподы (списки фауны Древермана, *V, 32;* В. Е. Шмидт, Jb. pr. G. L. 1907).

После того как первоначальное расчленение Денкмана (1906—1912 гг.). оказалось недостаточным, Фукс, В. Е. Шмидт, Хенке и Квиринг предложили деление на 3 отдела *(V, 47, 57, 132, 187):*

3. Герсдорфские сланцы — глинистые сланцы и плитчатые песчаники с *Rensellaeria strigiceps* и *Tropidoleptus rhenanus.*
2. Горизонт крупночешуйчатых пород — кварцитовые граувакки и крупночешуйчатые, т. е. песчаные ленточные сланцы с большим количеством *Spir. primaevus.*
1. Горизонт глинистых сланцев с *Rensellaeria crassicosta.*

Значительно отличающееся от этого деления было предложено в последнее время М. Рихтером *(V, 119)*, который исходит из профилей вдоль Рейна. Он различает пять отделов, которые выклиниваются местами к северу, местами же замещаются красными грубообломочными комплексами. На севере находилось повидимому морское побережье, которое передвинулось в зигенское время к югу. Прогрессирующее поднятие подчеркивается еще тем, что впоследствии верхне-кобленцские слои и средний девон трансгредировали с севера и северо-востока на различные более глубокие отделы. Рихтер дает следующую схему:

Верхние зигенские слои:

5. Андернахские слои — серо-голубые кровельные сланцы с кварцитовыми граувакками = хунсрюкским сланцам.
4. Ункельские слои — серо-голубые песчаные сланцы. Мощность обоих этих отделов составляет 4 000 *м*, но они отсутствуют в Обербергиш, т. е. к северу от Зигерланда.

Нижние зигенские слои:

3. Линцские слои — серо-голубые граувакки и песчаные сланцы, на ЮВ мощностью до 3 000 *м*, к СЗ — они выклиниваются, переходя соответственно в пестрые сланцы или светлые кварциты.
2. Оденшпильские слои — серо-голубые кварцитовые граувакки слоистые с песчаными сланцами; 800—1 000 *м*.
1. Эйторфские слои — темные рыхлые граувакки и сланцы; 2 000—3 000 *м*.

По Рихтеру, вышеупомянутые ферзесские слои вклиниваются над этим комплексом и в свою очередь трансгрессивно перекрываются верхне-кобленцскими слоями или соответственно средним девоном, которые наоборот выклиниваются частью к югу.

Ведекинд и Гельмбрехт предприняли опыт биостратиграфического расчленения (*V, 154*), согласно которому нижний ярус характеризуется крассо-ренселериями (*R. crassicosta*), встречающимися совместно с *Spir. septalis,* а более высокая зона — *Spir. primaevus.* Средний ярус характеризуется туберо-ренселериями

(*R. lata, Spir. septalis*). Верхний ярус содержит сулько-ренселерии и *Spir. hystericus*, тогда как более древние виды вымерли. В верхних горизонтах имеется зона с *Sp. Decheni* и *Sp. Hercyniae*, между тем как ренселерии здесь исчезают (дааденский горизонт Фукса с *Sp. incertus, Sp. bernicensis* и т. д.).

В Бельгии зигенский ярус к северу от динанской мульды переходит в песчаники и граувакки с пестрыми красными и зелеными сланцами (нижние крупнозернистые песчаники Буа д'Осс и верхние граувакки Акоз). Эти слои, бедные ископаемыми, соответствуют северному берегу, так же как в северном Зигерланде.

Средний ярус нижнего девона (Ведекинд) = нижним кобленцским слоям, известен в области гессенских мульд, к югу от массива Зигерланда, в Эйфеле и в Арденнах. К северу от массива Зигерланда он повидимому отсутствует, так что это время соответствует вероятно максимальному распространению северного континента. Здесь можно различить северную чисто песчаную фацию (к которой принадлежит также и Эйфель) и южную песчано-сланцевую фацию с порфироидами.

Для среднего яруса характерно прежде всего преобладание *Spirifer Hercyniae* и *Trigeria* (которые становятся на место *Rensselaeria*).По Ведекинду и Фуксу, можно провести следующее подразделение этого яруса:

3. Верхне-штадтфельдская зона, представленная в области среднего Рейна сланцами и песчаниками с порфироидами и диабазами (Белые горы). Господствуют *Sp. Hercyniae (Euspirifer* с крупными ребрами) и *Tropidoleptus rhenanus*. Богатая фауна Оберштадтфельда, часть которой характерна для всего яруса, содержит, по Древерману, [1] следующие виды:

Homalonotus rhenanus, H. laevicauda, H. armatus, Cryphaeus laciniatus, Pleurotomaria daleidensis, Bellerophon rhenanus, Platyceras subquadratum, P. priscum, P. subexpansum, Tentaculites scalaris, Aviculopecten dunensis, A. Follmanni, Avicula crenatolamellosa, Limoptera semiradiata, L. orbicularis, L. longialata, Pterinea costata, P. expansa, Pt. Follmanni, Actinoderma annae, Gosseletia carinata, Cyrtodonta Follmanni, Modiola antiqua, Modiomorpha speciosa, Mod. modiola и др., *Ctenodonta Kayseri, Ct. Oehlerti, C. Maureri, Cucullella truncata, C. elliptica* и др., *Grammysia marginata, Gr. ovata, Leptodomus, Spirifer C. subovata* и др., *Goniophora cognata, G. rhenana, G. convoluta* и др., *Grammysia marginata, Gr. ovata, Leptodomus, Spirifer arduennensis, Sp. carinatus, Sp. latestriatus, Sp. subcuspidatus, Cyrtina heteroclita, Athyris undata, A. caeraesana, Anoplotheca venusta, Dielasma rhenana, Tropidoleptus rhenanus, Megalantheris Archiaci, Rhynchonella daleidensis, Rh. dunensis, Rhynchonella Dannenbergi, Uncinulus antiquus, U. eifelensis, U. peregrinus, Orthis circularis, O. vulvaria, Stropheodonta Murchi-*

[1] Paläontographica, 1902.

soni, Str. virgata, S. fascigera, S. elegans, S. explanata, Orthotetes umbraculum, Chonetes dilatata, Ch. sarcinulata, Ch. plebeja, Craniella cassis, Ctenocrinus acicularis, Pleurodictyum problematicum.

2. Зона с *Beyrichia devonica, Lodanella mira* и *Palaeosolen costatus.* Кварциты, сланцы и граувакки с многочисленными диабазовыми дайками. По Ведекинду, кроме перечисленных характерными являются: *Spirifer Nerei* и *Spir. carinatus.* Кроме того встречаются еще преимущественно *Sp. arduennensis, Sp. antecedens, Trigeria, Chonetes plebeja, Ch. sarcinulata, Rhynchon. daleidensis.*

1. Зона с *Prosocoelus Beushauseni:*

b) сланцы и грауваккоые сланцы с порфироидами. *Platyceras eegense, Sp. arduennensis, Anoplotheca venusta, Pleurotomaria, Murchisonia,* криноиден;

a) песчаники с *Pros. Beushauseni, Rhynch. pila, Spirifer Hercyniae, Sp. arduennensis, Sp. antecedens, Sp. subcuspidatus.*

В области среднего Рейна эта свита достигает мощности по меньшей мере в 1 000 *м*. Выше было указано, что на востоке часть герцинских образований относится вероятно к среднему ярусу нижнего девона. В Келлервальде над ними лежат михельбахские слои, начинающиеся конгломератами и содержащие внизу фауну еще кобленцского яруса, доходящие вероятно до верхне-кобленцских слоев. Интересно, что они содержат компоненты силура.

В Бельгии (*V, 2, 3*) этот ярус замещен темными граувакками и сланцами Вирэ, которые содержат местами совершенно аналогичную фауну. К северу эта свита пластов переходит в зеленые песчаники и пестрые сланцы Вельон, которые в свою очередь свидетельствуют таким образом о близости к северному материку. Также и близ Аахена (*V, 63*) вероятно эквивалентные им цвейфальские слои — песчаники и сланцы — представляют почти континентальное образование. Далее к северу (Намюр, Брабант) была суша.

Условия в Зигерланде в период среднего яруса еще не вполне ясны; окончательное суждение зависит от того, относить ли, по Фуксу и Хенке, ферзесские слои к низам нижнего девона, или к верхним горизонтам зигенских слоев, как это делает Рихтер. В первом случае с уверенностью можно было бы принять поднятие Зигерланда в ранне-кобленцское время, но и во втором случае выклинивание ферзесских слоев к югу свидетельствует о том, что временно здесь была суша. Следующий кверху горизонт состоит из эбесских пестроцветных сланцев и граувакк, которые достигают местами мощности 500 *м*, местами же выклиниваются; они несомненно доходят почти до границы верхне-кобленцского яруса; по меньшей мере сомнительно, чтобы нижние кобленцские слои были представлены на массиве Зигерланда. В области среднего Рейна этому переходному времени соответствуют слои с *Halyserites*, содержащие гальку.

Верхний ярус нижнего девона представлен главным образом песчаниками и кварцитами. Местами здесь вклинивается твердый

белый плитчатый кобленцский кварцит с фауной, состоящей преимущественно из пелециод *(Aviculida, Myophoria, Taxodonta)* и из менее важных брахиопод.[1] По Ведекинду, эти светлые кварциты не всегда приурочены к одному определенному горизонту.

Нижняя зона верхов нижнего девона представлена по большей части песчаниками с прослоями глинистых сланцев. В северном крае массива Зигерланда сюда следует отнести риммерские и эквивалентные им (по М. Рихтеру) бенсбергские слои, состоящие внизу из конгломератов, а вверху из красных сланцев и выклинивающиеся к югу. В Эйфеле этот горизонт представлен красными сланцами Клерфа и сланцами Цешейда с *Spir. dunensis*.

Фауна состоит преимущественно из *Spirifer paradoxus*. Кроме того можно указать: *Sp. arduennensis, Sp. carinatus, Sp. curvatus, Sp. daleidensis, Cyrtina, Rhynchonella daleidensis, Rh. pila, Rh. antiqua, Orthis hysterita, Ortholetes umbraculum, Chonetes dilatata, Strophomena explanata, Schellwienella hipponyx, Stropheodonta piligera, Athyris caeraesana, A. macrorhyncha, Pterinea costata, Pt. lineata, Pt. laevis, Gosseletia trigona, Ctenocrinus decadactylus, Cryphaeus rotundifrons, Cr. Kochi, Homalonotus laevicauda (V, 137)*.

Вышележащий нижний горизонт определяется появлением впервые *Spirifer cultrijugatus*, к которому присоединяются еще *Sp. macropterus* и *Sp. auriculatus*. *Sp. arduennensis* также еще встречается. Выше лежит очень характерная зона с *Pentamerus Oehlerti* и *Spirifer trisectus*. Южнее Зигерландского массива этот отдел состоит главным образом из глинистых сланцев и граувакк (гессенские мульды, Эйфель). Севернее в качестве аналогов можно указать ремшейдские слои; они начинаются главной кератофировой залежью южного Зауэрланда (20 *м*) или соответственно порфирами Ленне в антиклинали Эббе и состоят из свиты частью красных сланцев мощностью до 100 *м*, которая выклинивается к СЗ и ЮВ. Фауна указывает на очень мелкое море и состоит из пелециод (породообразующей является *Myalina bielsteinensis*), *Beyrichia* и несколько менее важных брахиопод (*V, 138*). По Шпристербаху, она тесно связана с Гарцем и указывает на начало трансгрессии, наступающей с СВ. Границы фаций проходят с СВ на ЮЗ, немного вкось к складчатости.

Последующие верхние слои с *Cultrijugatus* образуют горизонт, который относится обычно к среднему девону. Наряду со *Spirifer cultrijugatus* характерными являются: *Sp. speciosus*, мукронатовые спириферы (*Sp. alatus*) и *Uncinulus Orbignyanus*. Из числа прочей фауны можно упомянуть: *Sp. elegans, Sp. aculeatus, Sp. curvatus, Cyrtina heteroclyta, Atrypa reticularis, A. desquamata, Orthis subcordiformis, O. striatula, O. eifelensis, Newberria granulosa, Schellwienella gigas, Pterophyllum torquatum, Orthoceras triangulare*.[2]

Здесь наблюдается в общем уменьшение количества грубокластических осадков; в гессенских мульдах господствуют глинистые

[1] Сравни Фитор (Vietor, Jb. Pr. G. L. II, 1916).

[2] Эм. Кайзер в своем руководстве (1923 г.) относит верхнюю часть этого нижнего горизонта (мергели и известняки Эйфеля) уже к среднему девону.

сланцы, в Эйфеле внизу залегает оолитовый красный железняк, а над ним начинается мергелисто-известняковое развитие верхнего горизонта с *Cultrijugatus*. В Зауэрланде относящиеся к этому времени хонхёфские слои начинаются туфами и кератофировыми излияниями (Бильштейн), над которыми залегают сферосидеритовые сланцы; в восточном Зауэрланде мощность этой свиты убывает к северу, и она переходит в коралловые известняки (15 *м*) (Хенке, *V*, 58). С другой стороны на западе она выклинивается, по М. Рихтеру, в южном направлении. Судя по этому Зигерландский массив еще и в это время представлял собою остров, омываемый морем с севера и с юга.

В Арденнах развитие совершенно аналогичное. На юге (эйфельская синклиналь) оба нижних отдела замещаются нижними пестрыми сланцами Клерво и верхней граувакой Вильц. Верхние культриюгатовые слои здесь повидимому отсутствуют. Далее к северу, в южном крае динанской мульды оба эти нижние отдела замещаются нижними пестрыми слоями Винэнн *(Grammysia prumiensis)* и верхней граувакой Иерж со *Sp. arduennensis*. Верхние слои с *Cultrijugatus* можно подразделить здесь на три отдела (сверху вниз):

c) известняк с *Dielasma loxogonia*,
b) известковые сланцы с *Uncinulus Orbignyanus*,
a) граувакка со *Spir. cultrijugatus*.

Эту серию относят к среднему девону (кувинский горизонт). Еще дальше к северу в нижнем отделе залегают пестрые сланцы, аркозы и конгломераты (слои Бурно), а наверху частью граувакки с *Sp. parcefurcatus (Sp. subcuspidatus, Orthot. umbraculum, Productella subaculeata)*, частью грубокластическая пестрая серия. Ту же картину имеем близ Аахена, где красный фихтский конгломерат и часть верхних красных и зеленых фризенратских слоев относится к верхне-кобленцским отложениям.

Приближение к берегу моря становится особенно ясным, если обратить внимание на то, что далее к северу (Намюр, Брабант) отсутствуют также и верхние горизонты нижнего девона.

Средний девон. Ведекинд дал единое биостратиграфическое расчленение рейнского девона на основании гониатитов и кораллов (*V*, 147). Приведем это расчленение первым:

Аммониты	Кораллы и т. д.
Верхние слои с *Maenecceras* (*Stringocephalus*) = верхний живетский ярус	
Горизонт Мартенберг	
Agoniatites fulguralis, Parodiceras britonense, Sobolevia nuciformis	Массивные известняки с неизвестным еще расчленением
Горизонт Энзе	
Agoniatites discoides	*Dialitophyllum, Neostringophyllum, Spinophyllum*; ребристые унциты

Нижние слои с *Maeneceras* (*Stringocephalus*) = нижний живетский ярус

Не расчленен, содержит главным образом *Maeneceras* и *Paradiceras*	*Sparganophyllum, Stringophyllum, Atelophyllum, Cyathophyllum quadrigeminum*, гладкие унциты. *Sparganophyllum, Stringophyllum, Spongophyllum, Cyathophyllum hypocrateriforme*, гладкие унциты
Горизонт Одергауз	*Stenophyllum, Cosmophyllum, Lithophyllum, Newberria amygdalina* (зона Каиква)
Зона *Anarcestes Rouvillei* и *Parodiceras inversum*	*Leptoinophyllum, Cosmophyllum, Spongophyllum*

Горизонт с *Anarcestes* (*Calceola*) = верхний эйфельский горизонт

Foordites occultus, Pinacites Jugleri = известняки Гюнтерроде	*Dohmophyllum* (*helianthoides*), *Mochlophyllum maximum*
Anarcestes submautilinus, A. lateseptatus = известняк Баллерсбах	Горизонт с *Keriophyllum*, *Astrophyllum, Ptenophyllum, Digonophyllum, Ptenophyllum, Zonophyllum*
Anarcestes Wenkenbachi	

Стратиграфический обзор затрудняется чрезвычайно большой дифференциацией фаций, которая особенно характерна для нижней части среднего девона; в верхнем ярусе условия становятся более однородными.[1]

На левом берегу Рейна в Эйфеле обнаруживается богатое ископаемыми сплошь известняковое развитие, в котором можно отчетливо различить три горизонта (*V*, *28*, *63*, *111*, *112*, *114*, *134*).

3. Верхние стрингоцефаловые слои — «массивные известняки» — толстослоистые известняки и сплошные, частью доломитизированные известняки: *Cyathophyllum heterophyllum, C. Lindstroemi, C. dianthus, C. caespitosum, Columnaria rhenana, Striatopora cristata, Alveolites suborbicularis, Actinostroma, Macrochilina arculata, Pleurotomaria delphinuloides, Murchisonia Archiaci, M. bigranulosa, M. binodosa, Megalodus abbreviatus, Stringocephalus Burtini, Uncites gryphus, Spirifer undiferus, Sp. hians, Orthis striatula, Productella subaculeata, Sthrophalosia productoides, Atrypida* и т. д.
2. Нижние стрингоцефаловые слои — мергелистые известняки, коралловый мергель и строматопоровые известняки. Наряду с вышеперечисленными кораллами, образующими местами рифы (нижний известняк с *Leptoinophyllum* и верхний — с *Cosmophyllum*), встречаются: *Cyathophyllum ceratites, C. hexagonum, Favosites polymorpha, Cystiphyllum, Spirifer mediotextus, Chonetes crenulata, Newberria caiqua*; для средней зоны характерны: *Gyroceras nodosum, Cyrtoceras, Gomphoceras, Dechenella Burmeisteri, Phacops latifrons*. Кри-

[1] Большая заслуга Ведекинда в том, что он выяснил запутанную стратиграфию среднего и верхнего девона Рейнской области; автор подчеркивает, что он все время пользуется прекрасными данными Ведекинда из учебника геологии Саломона (т. II, стр. 201—205 и 207—216).

ноидный слой с *Cupressocrinus, Poteriocrinus, Melocrinus, Rhipidocrinus.*

1. Слои с *Calceola* — слоистые мергели и известняки, в которых включены местами также и нижние коралловые известняки (известняк с *Spongiosum* и *Keriophyllum*). *Atrypa reticularis, A. desquamata, Athyris concentrica, Merista plebeja, Spirifer speciosus, Sp. elegans, Sp. subcuspidatus, Sp. curvatus, Sp. ostiolatus, Cyrtina heteroclyta, Retzia ferita, Pentamerus galeatus, Rhynchonella parallelepipeda, Orthis striatula, O. eifelensis, Orthotetes umbraculum; Calceola sandalina* var. *lata*,[1] *Cyathophyllum ceratites, C. helianthoides, Actinocystis, Cystiphyllum vesiculosum, Heliolites porosa, Alveolites suborbicularis, Favosites, Stromatopora, Phacops Schlotheimi* и т. д.

К северу фация изменяется: верхние стрингоцефаловые известняки представлены близ Сётениха еще массивными известняками, а нижние замещаются уже известковыми песчаниками, между тем как эйфельский ярус состоит еще из брахиоподовых и коралловых известняков. Еще дальше к северу близ Аахена верхний стрингоцефаловый горизонт представлен еще плотными известняками, а нижний — светлыми частью конгломератовыми песчаниками с линзами известняков (слои с *Quadrigeminus*), между тем как эйфельский ярус входит в состав пестрых сланцев и песчаников фризенратских слоев.

Эти условия, свидетельствующие о постепенном захвате северного материка средним девоном, особенно ясны в Арденнах, как можно судить на основании следующей схемы (*V*, *28*, *36*, *51*, *68*, *100*).

	Южная часть динанской мульды	Середина динанской мульды	Северная часть динанской мульды	Намюрская мульда
Верхнеживетский ярус	Строматопоровый известняк. Известковый сланец с *Sp. mediotextus*	Известняковые породы	Известняково-сланцевые, на севере уже красные осадки	Частью отсутствует, частью красные песчаники и конгломераты
Нижнеживетский ярус	Известняк Сланцы с *Spir. indiferus* Известняк с *O. nodulosum*, сланцы с *Sp. ostiolatus*	Известняковые породы Сланцевато-песчаные породы	Известняковые, частью сланцевато-песчаные Красные песчаники и конгломераты	
Верхнекувинский ярус	Строматопоровый известняк. Сланцы с *Sp. speciosus*	Мачиньо[2]		Отсутствует
Нижнекувинский ярус (культриготовые сланцы)	Известняки, сланцы, граувакки	Сланцевато-песчаные породы	Граувакки и конгломераты	Отсутствует

[1] *Calceola sandalina* var. *alta* встречается, по Р. Рихтеру, в стрингоцефаловых слоях.

Прим. ред. Мачиньо — кремнистые песчаники.

На правом берегу Рейна, по Бреддингу *(V, 14)*, можно установить северное почти континентальное развитие (фельбертская антиклиналь), в котором весь средний девон характеризуется красными песчаниками и сланцами. В конгломератовых прослоях встречаются кембросилурийские компоненты.

Таким образом и здесь также наблюдается трансгрессия в северном направлении, которая доходила до верхнего горизонта, насколько можно судить по нахождению *Uncites gryphus* и *Stringocephalus Burtini* в песчаниках. С юга примыкают рифовые известняки, развитие которых относится к среднему девону, затем они заменились вскоре иными образованиями (флинц). Оба нижних горизонта сильно отличаются по своему составу от западных образований и носят характер отложений мелкого моря (сланцы Ленне).

Детальное расчленение в Бергишен и Зауэрланде следующее:

3. *Верхний стрингоцефаловый горизонт.* Образование массивных известняков наблюдается в северной полосе, где оно представляет собою повидимому краевой риф северного континента, и в южной полосе, параллельно существовавшей еще повидимому Зигерландской отмели или острову. Близ Эльберфельда Пеккельман (*V, 104*) различает верхние светлые актиностромовые известняки (известняки Эскесберг до 300 *м*) и нижние темные известняки с *Amphipora rimosa* (известняк Швельмер 500 *м*). Верхний отдел, который доходит может быть до верхнего девона, замещается местами темными плитчатыми известняками, которые могут однако замещать и известняк Швельмер (бюхельский известняк с унцитами). Здесь мы имеем переход к среднему удаленному от берегов образованию Зауэрланда, так называемому «флинц», представленному черными сланцами и плитчатыми известняками с тентакулитами и *Buchiola;* в общем фауна их довольно бедна. Далее к востоку (Аттендорн) в известняках встречаются цефалоподы, *Maeneceras terebratum, Aphyllites inconstans, Tornoceras simplex, Orthoceras, Posterioceras,* а также многочисленные брахиоподы и гастроподы.
2. *Средний отдел* представлен верхними сланцами Ленне или хонзельскими слоями. Это песчано-глинистые слои, близкие фациально нижнему девону, но содержащие еще местами линзы известняков с *Cosmophyllum*, характерные для левого берега Рейна, и еще других представителей среднего горизонта *(Cyathophyllum quadrigeminum, Stringocephalus, Spirifer mediotextus).*
1. *Нижний горизонт* в настоящее время также подразделяется очень детально, прежде всего на основе петрографических данных. В этих нижних сланцах Ленне залегают пестрые песчаники и глинистые сланцы. Можно различить (по Денкману, 1904 г., В. Е. Шмидту, 1917 г., М. Рихтеру, 1926 г.):

Бранденбергские слои — граувакки и сланцы.
Унненбергские слои — грубозернистые песчаные сланцы, переходящие к северу в песчаники.
Ольские слои — карбонатовые сланцы, на востоке сланцеватые; на западе литоральная фация представлена песчаниками и коралловыми банками, к северу она выклинивается.
Мюленбергские слои — на востоке сланцы, на западе известковые песчаники; также выклиниваются к северу.
Хобрекские слои — на юге и западе песчано-известняковые; к востоку они переходят в криноидные сланцы. На юге они сильно распространяются и захватывают отчасти зигенские слои. По Хенке, границы фаций проходят в восточном Зауэрланде с В на З (*V*, 58).

Ниже лежат хонхёфские слои, распространение которых к югу не так значительно; они являются эквивалентами культригогатового горизонта.

Образование сланцев Ленне и особенно нахождение солоноватоводных раковин (*Amigenia rhenana*) свидетельствуют об очень мелководной литоральной фации, как бы о распространении западной зоны Аахен — сев. Динан, которая залегает между северной сушей и Зигерландской отмелью.

Третья область, опять-таки совершенно своеобразная, находится на востоке Рейнских сланцевых гор. Она распространяется от Брилон через Келлервальд до гессенских мульд и, начиная отсюда, имеет возможно связь со средним Рейном к югу от Зигерландского острова. Здесь преобладают удаленные от берега частью вероятно батиальные осадки: вместо рифов очень часто, особенно в нижних отделах, встречаются криноидные подушки и цефалоподовые известняки; весь средний девон характеризуется интенсивной изверженной деятельностью. Здесь скорее всего можно думать о геосинклинальных условиях.

3. *Верхний горизонт наиболее однородный.* Ведекинд считает, что краевой риф кораллового известняка опоясывает с перерывами восточный край Рейнских сланцевых гор, врезается глубоко в гессенские мульды, огибает затем полуостров Таунус и отклоняется в сторону Майнтау. И здесь также фация рифовых известняков замещается часто сланцеватыми плитчатыми известняками *(Terebratula pumilis, Stringocephalus Burtini)*.

Наряду с этой «нормальной фацией» появляется в восточной Вестфалии и в области гессенских мульд также и в верхнем горизонте изверженная фация с диабазами и шальштейнами; близ Брилона и в Гессене она сопровождается красными железняками предположительно пневматолитически-гидротермального происхождения. В районе Дилль фация тентакулитовых сланцев, связанная с богатыми слюдою стилолиновыми песчаниками, также доходит до верхнего

горизонта, который начинается здесь частично кварцитами. Включения цефалоподовых известняков редки, но они встречаются (Энзе).

2. *Средний горизонт (нижний стрингоцефаловый горизонт)* дифференцирован значительно сильнее. В районе аттендорнской мульды (восточная Вестфалия) мелководные образования верхних сланцев Ленне вклиниваются в более глубоководную, так называемую виссенбахскую фацию, состоящую из темных кровельных сланцев с известняками, кремнистых сланцев и точильных камней со стилиолинами, тентакулитами, окремнелыми цефалоподами, редкими раковинами и одиночными кораллами и трилобитами. В пределах этой свиты очень важным горизонтом является черный одергаузский пятнистый известняк с *Pentamerus rhenanus, Posidonia hians, Buchiola aquarum, Tornoceras circumflexum* и *Maeneceras terebratum*. В районах Лан и Дилль преобладают шальштейны и диабазы часто с включениями рифовых известняков.

Мощность этой изверженной свиты, распространяющейся в верхний горизонт, достигает 1 000 *м*.

1. *Батиальная фация виссенбахских и тентакулитовых сланцев* характерна также и для нижнего (эйфельского) яруса в восточной части Рейнских сланцевых гор. На основании аммонитов можно различить здесь две зоны:

Верхняя содержит *Foordites occultus, Anarcestes vittatus, Pinacites Jugleri, Orthoceras rapiforme, Bactrites carinatus;* в качестве включения, замещающего в некоторых случаях всю зону, важен известняк Гюнтерёде с *Phacops fecundus, Ph. breviceps, Bronteus speciosus, Proetus orbitatus, Pr. planicauda, Arethusina Beyrichi, Acidaspis pigra, Cyphaspis hydrocephala, Lichas Haueri, Puella, Hercynella* и гониатитами.

Нижняя зона содержит *Anarcestes lateseptatus, A. subnautilinus, Mimoceras gracile, Hercoceras subtuberculatum, Jovellania triangularis;* известняковая толща представлена баллерсбахским известняком с цефалоподами, *Bronteus Dormitzeri, Phacops fecundus, Trimerocephalus micromma, Rhynchonella nympha* var. *pseudolivonica, Strophomena Sowerbyi.*[1]

К этой зоне можно отнести также и пестрый криноидный известняк из Грейфенштейна с богатой трилобитовой и брахиоподовой фауной, который фаунистически близок к богемским горизонтам $g\,\alpha 2$ и $g\,\alpha 3$ (мнений = известнякам Браник): *Aphyllites fidelis, Mimoceras gracile, Hercoceras subtuberculatum, Proetus orbitatus, Pr. eremita, Pr. planicauda, Phacops fecundus major, Cyphaspis hydrocephala, Lichas Haueri, Bronteus speciosus, Br. Dormitzeri, Spirifer indifferens, Merista securis, Athyris thetis, Leptaena tenuissima.*

В области гессенских мульд также имеется изверженная фация,

[1] Фауны: Fr. Herrmann, Jahrb. Nass. Ver. Naturk. 64. 1911. — Ahlburg, Jahrb. Pr. G. L. 1919. I.

которая здесь, т. е. в более глубоких горизонтах девона, состоит из кератофиров.

Верхний девон. Для расчленения верхнего девона важно прежде всего подразделение на зоны по цефалоподам, которое можно найти в трудах Ведекинда и Шиндевольфа. Привожу это подразделение первым:

Горизонты	Цефалоподы	Брахиоподы, трилобиты (по Р. Рихтеру)
VI. *Wocklumeria*	*Wockl. Denckmanni, Kalloclymenia subarmata, Oxyclymenia*	*Cyrtosymbole, Perliproctus, Typhloproctus, Drevermannia, Chaunoproctus, Brachymetopus, Phacops* См. ниже, стр. 278
V. *Laevigites*	β) *Laev. laevigatus, Gonioclymenia Tornquisti*	
	α) *Laev. hoevelensis, Clymenia aegoceras*	
IV. *Postprolobites*	β) *Postpr. Frechi, Platyclymenia valida*	*Cyrtosymbole, Chaunoproctus, Phacops* См. ниже, стр. 278—279
	α) *Platycl. annulata*	
III. *Prolobites*	β) *Prol. delphinus, Cyrtoclym. involuta*	*Rhynchonella letiensis, Sp. verneuili, Cyrtosymbole franconica, Phacops ocellatus, Ph. caecus*
	α) *Pseudoclymenia Sandbergeri*	
II. *Cheiloceras*	β) *Cheil. enkenbergense, Dimeroceras, Sporadoceras biferum*	*Camarotoechia Dumonti, C. omaliusi, C. triaequalis, Cyrtia Murchisoni, Cyrtosymbole, Drevermannia, Trimerocephalus, Phacopidella* См. ниже, стр. 279
	α) *Chonetes subpartita*	
I. *Manticoceras*	δ) *Crickites Holzapfeli*	*Rhynchonella ferquensis, Douvilleina Dutertri, Philipsastraea, Hypothyris cuboides, Gürichia, Spirifer Archiaci, Sp. seminoi, Sp. verneuili, Sp. Bouchardii. Camarophoria formosa, Proetus, Pteroparia, Cyphaspis, Ceratocephala, Phacops* (много), *Harpes*
	γ) *Mant. cordatum, M. carinatum, Beloceras*	
	β) *M. nodulosum, Beloceras*	
	α) *Pharciceras unilicostum, Gephyroceras*	

Стратиграфически важно (Ведекинд), что в обоих нижних горизонтах распространен *Tornoceras*, сопровождаемый в I *Manticoceras*, а во II *Cheiloceras;* в основании I лежат *Pharciceras* и *Gephyroceras*, выше — *Beloceras*, а наверху — *Crickites*. Во II наверху появляются *Dimeroceras* и *Sporadoceras*. III и IV образуют нижний климениевый горизонт, внизу с *Pseudoclymenia*, в середине с *Prolobites*, а наверху с *Platyclymenia*. В V и VI наряду с *Laevigites* с простой сутурной линией господствуют *Gonioclymenia* и *Cymaclymenia;* кверху количество *Oxyclymenia* увеличивается, а *Laevigites* — уменьшается. В VI преобладают особые виды, как *Wocklumeria* и *Kalloclymenia*, сопровождаемые *Imitoceras*.[1]

Из трилобитов, также очень важных стратиграфически, как

[1] Горизонт VII (*Gattendorfia* Шиндевольфа = *Protocanites* Г. Шмидта) описан ниже.

показали новейшие исследования Р. Рихтера,[1] лишь очень немногие виды встречаются на всем протяжении от среднего девона до карбона (*Phacops granulatus*). Средне-девонские виды (*Cyphaspis*) затухают обычно уже в горизонте I. Из карбоновых видов в верхнем девоне встречаются *Cyrtosymbole* и *Dechenella*. В остальном специфическая фауна выражена очень хорошо, и данное деление на зоны покрывается делением по аммонитам. Только горизонты V и VI вряд ли следует разделять (горизонт с *Gonioclymenia* Фреха). Это важно, так как VI имеет уже связи с карбоном.

Нужно подчеркнуть, что горизонт VI и верхний горизонт VII (*Gattendorfia*) в настоящее время относятся в некоторых случаях к нижнему карбону; условия пограничных слоев будут рассмотрены дальше отдельно.

В области левого берега Рейна (*V, 36, 62, 68, 100, 159*) проводится обычно только деление на нижний франский ярус и верхний — фаменнский; последний охватывает горизонты от II по крайней мере до V, но точная корреляция здесь невозможна. В то время как нижний ярус имеет везде известняково-сланцевое развитие, верхний представлен песчаной фацией, особенно на севере. Близ Булони наконец нижний ярус трансгредирует на кембросилур, между тем как верхний представлен чистой прибрежной фацией и частично разрушен позднейшей трансгрессией визе.

Фаменнский ярус в центральных частях Бельгии (динанская мульда) расчленяется следующим образом:

Песчаники Кондроз (псаммиты) { Сланцы и песчаники Евиё с *Archaeopteris hibernica*
Сланцы и песчаники Мозфор с *Dolabra unilateralis*
Песчаники Энё

Фаменнские сланцы с *Spir. Verneuili, Camarotoechia Dumonti, C. Omaliousi.*

Аналогичное развитие имеется близ Аахена, но здесь над нижними фаменнскими сланцами с *Spir. Verneuili, Sp. Murchisoni, Pugnax pugnus, P. acuminatus* залегает еще пятнистый известняк с *Cheiloceras (subpartitum, Verneuili, sacculus, Pompeckji* и т. д.), следовательно мы имеем здесь несколько более глубоководное развитие горизонта II. Далее кверху преобладает снова песчаное развитие с *Sp. Verneuili, Rhynchonella subaequalis, Strophalosia productoides, Aviculopecten aquisgranensis, Dolabra unilateralis.*

К северо-западу (Булонь) вся серия замещается пестрыми песчаниками с малочисленными пелециподами, которые содержат уже около Намюра рыб древнего красного песчаника *(Holoptychius, Dipterus, Asterolepis).* На юге (Эйфель) фаменнский ярус неизвестен.

Франский ярус подразделяется детальнее всего в динанской мульде, стратиграфия которой и приводится здесь нами в качестве примера распределения ископаемых:

Fr. 3. Сланцы Матань: *Buchiola palmata, B. retrostriata, Cardiola, Manticoceras intumescens, M. calculiforme, M. complanatum, M. serratum, Tornoceras simplex, T. auris, T. undulatum,*

[1] Abh. Pr. Geol. L. 99. 1926.

Bactrites gracilis. Близ Аахена *Cyathophyllum* и *Phillipsastraea*.

Fr. 2. Франские известняки с *Hypothyris cuboides*.

f) и g) красноватые и серые рифовые известняки с строматопорами и *Amphipora* и сланцы с *Spir. pachyrhynchus*,

e) сланцы с *Camarophoria megistana*,

d) сланцы с *Leiorhynchus formosus*, *Asteropyge punctata*, *Gephyroceras intumescens*, *Bactrites*, *Spirifer Verneuili*, *Chonetes Douvillei*, *Buchiola palmata*,

c) сланцы и известняки с *Gypidula brevirostris*, *Sp. Verneuili*, *Sp. Sauvagei*, *Athyris concentrica*, *Atrypa reticularis*, замещенные частично рифовыми известняками с *Phacellophyllum caespitosum*,

b) сланцы с *Spir. bisinus*, *Sp. undiferus*, *Receptaculites Neptuni*,

a) сланцы и известняки с *Sp. orbelianus*.

Fr. 1. Фромелленские сланцы и известняки с строматопорами *Myophoria transrhenana*, *Spirifer Verneuili*, *Sp. aperturatus*, *Atrypa Legayi*, *Orthis striatula*, *Orthotetes elegans*, *O. devonicus*, *Productella subaculeata*, *P. sericea*, *Stropheodonta latissima*, *Chonetes Douvillei*. Близ Аахена так называемые пограничные сланцы.

Характерно для этой свиты, что она местами полностью замещается рифовыми известняками (*Phacellophyllum*, *Alveolites*, *Acervularia*), включающими карманы богатого мергеля, в котором кроме перечисленных важны еще следующие виды:

Goldius flabellifer, *Orthoceras*, *Avicula Aemiliana*, *A. Wurmi*, *A. troglodytes*, *A. texturata*, *Actinoderma quadrata*, *Myalina ornata*, *Cypricardina reticulata*, *Spirifer Winteri*, *Sp. Bouchardi*, *Sp. bifidus*, *Rhynchonella ferquensis*, *Pugnax pugnus*, *P. acuminatus*, *Rhipidomella Dumontiana*, *Gypidula globa*, *G. biplicata*, *Stropheodonta latissima*, *Strophonella retrorsa*, *Atrypa aspera*, гастроподы, мшанки.

То же самое развитие господствует близ Аахена; близ Булони тоже возможно подразделение на два горизонта — верхние известняки (*Spirifer Bouchardi* — известняк Ферк) и нижние сланцы и известняки (*Pentamerus brevirostris*, *Spirigera Davidsoni* — слои Больё).

В Эйфеле также наблюдается аналогичное развитие, причем самые верхние части франского яруса замещаются маломощным темным кельвассерским известняком с *Buchiola angulifera*, цирридинами и *Ceratiocaris* и темными бюдестеймскими сланцами с окремнелыми гониатитами зон I_3 и I_γ; они могут быть эквивалентами сланцев Матань. Под ними залегают плитчатые известняки, а еще ниже мергели с *Rh. cuboides*, являющиеся эквивалентом франского известняка.

Область правого берега Рейна. По мере продвижения к востоку фации постепенно изменяются. В нижнем горизонте I сохраняется еще довольно большое разнообразие. Местами продолжается еще развитие рифовых известняков верхов среднего девона с характер-

ной промежуточной рифовой фацией флинц, которая захватывает также и северные береговые образования; местами наблюдается распространение бюдесгеймской фации гониатитовых сланцев, местами наконец, как в гессенских мульдах, квасцовые и кремнистые сланцы врезываются в нормальное развитие.

Изверженная деятельность распространяется и на верхний девон, но здесь она повидимому ослаблена. В горизонтах II—V развивается наоборот довольно однородная фация цефалоподовых пятнистых известняков и известняков краменцель,[1] идущая повидимому с востока: в прибрежных частях как в сторону северного материка, так и в сторону южной Зигенской глыбы последние переходят в ципридиновые сланцы, пестрые глинистые сланцы и слюдяно-песчаные включения.

Если не принимать во внимание развитие верхних горизонтов VI и VII, которые представляют уже переход к карбону, то развитие профиля может быть представлено следующим образом:

Горизонты III—V. В то время как в западной Вестфалии преобладают серые, зеленоватые и коричневатые глинистые сланцы с плитчатыми песчаниками и *Posidonia venusta, Camarotoechia rotundata, Spirifer Urii*, на востоке появляются пестрые ципридиновые сланцы с *Entomis serratostriata, Richterina elliptica, Trimerocephalus anophtalmus*, среди которых встречаются известковые пятнистые сланцы и известняки краменцель с климениями и гониатитами. В герцкэмпской мульде в аммонитовой фации можно различить только горизонт с *Laevigites*, местами же и он отсутствует (Изерлон),[2] между тем как в восточном Зауэрланде и Келлервальде развит детально анализированный Ведекиндом «нормальный профиль», представленный повсюду аммоневыми известняками. Кроме перечисленных руководящих ископаемых можно указать еще следующие (трилобиты, по Р. Рихтеру):

Горизонт V с *Laevigites. Kalloclymenia biimpressa, Oxyclymenia undulata, O. subundulata, O. bisulcata, Gonioclymenia speciosa, G. Torleyi, G. hoevelensis, Cymaclymenia ornata, C. striata, Phenacoceras Buchi, Sporadoceras pachydiscus, Sp. Wedekindi.* Трилобиты в этом горизонте по большей части общие с горизонтом VI: *Perliproetus marginatus, Cyrtosymbole wildungensis, C. elegans, C. antedistans, C. ussheri, C. warsteinensis, C. avita* и пр., *Typhloproetus costifusus, T. subcarinthiacus, Drevermannia Schmidti, Dr. carnica, Chaunoproetus palensis, Brachymetopus Péneaui, Phacops Wedekindi, Ph. circumspectans, Ph. Wocklumeriae, Ph. limbatus, Ph. anophtalmus, Ph. griffithides.*

Горизонт IV с *Postprolobites. Postprolobites Jakowlewi, P. medius, Platyclymenia crassa, P. bicostata, P. protracta, P. Ruede-*

---

[1] Ведекинд сравнивает их с ортоцератитовыми известняками скандинавского силура.

[2] В восточном крае Рейнских сланцевых гор, по Рейху, также отсутствуют местами горизонты III и IV; V начинается конгломератами и лежит трансгрессивно.

manni, P. Quenstedti, Sporadoceras, Cyrtosymbole beulensis, Chaunoproetus malvifrux, Phacops anophtalmus.

Горизонт III с *Prolobites. Pseudoclymenia Drevermanni, Rectoclymenia falcifera, R. Kayseri, Platyclymenia Sandbergeri, Pl. Wedekindi, Varioclymenia Pompeckji, Genuclymenia Frechi, G. discoidalis, Sporadoceras Münsteri, Sp. biferum, Sp. contiguum, Sp. rotundum, Sp. Clarki, Cyrtosymbole franconica, C. Calymene, Phacoproetus ocellatus, P. caecus.*

Это же развитие ципридиновых сланцев и пятнистых известняков с климениями сохраняется частью также и в гессенских мульдах, но в районе Лан оно ограничено центральной зоной мульды, по сторонам же залегают темные сланцы, кремнистые сланцы и граувакки. Здесь продолжается очень беспокойное отложение осадков.

II. Горизонт с Cheiloceras. Тогда как в западной Вестфалии преобладают еще ципридиновые сланцы с *Cheiloceras* и плитчатые песчаники *(Spir. Verneuili)*, в восточной Вестфалии этот горизонт представлен отчасти красновато-коричневыми известняками, а местами (в нижних частях) черным неденским сланцем с гониатитами.

Из числа очень богатой фауны можно указать (кроме вышеперечисленных руководящих ископаемых): *Cheiloceras Verneuili, globosum, sacculus, planilobum, amblylobum, acutum, curvispina, oxyacantha, Pompeckji, Dimeroceras Guembeli, Tornoceras simplex, Pseudoclymenia planidorsata, Cyrtosymbole gotica, C. dillensis, C. franconica, Drevermannia formosa, Phacops incisus, P. miserrimus, Ph. ocellatus, P. cryptophtalmus, Trimerocephalus mastophtalmus, Phacopidella diensti.*

В гессенских мульдах развитие то же, что и в верхних горизонтах.

I. Горизонт с Manticoceras. В Зауэрланде и в Бергишен продолжается еще отчасти средне-девонское развитие — рифовые известняки-флинц, — которое является как бы переходом к аахенской фации, но переплетается (verzahnt) в то же время и с восточными аммонеевыми фациями. В качестве типичных профилей могут быть сопоставлены следующие (по Пеккельману):

Бергиш-Гладбах	Эльберфельд	Изерлон
Мергелистый сланец с окремнелыми аммонеями	Ибергский массивный известняк с *Spir. bifidus, Rhynch. acuminata, Pugnax pugnus*	Эстрихский известняк Бюдестеймский сланец
Сланцы флинц с фауной *Rh. cuboides*	Сланцы флинц	Флинц
Глинистые сланцы со стилиолинами и *Pharciceras*	Дорпский массивный известняк с *Pharciceras* и многочисленными, частью средне-девонскими видами	Сланцы с *Pharciceras («Prolecanites»)*

Дальше к востоку рифовые известняки хотя и появляются еще местами (Энкеберг), но совершенно теряют свое значение. Зоны

β — δ представлены довольно часто бюдесгеймскими сланцами (*Gephyr. forcipiferum, G. complanatum*), а кроме того и прежде всего плитчатыми известняками с гониатитами, в частности: горизонт δ — келльвассерским известняком с *Mantic. crassum, Crickites Holzapfeli, Buchiola angulifera* и т. д., а горизонт γ — адорфским известняком с *Mant. intumescens, M. cordatum, M. carinatum, Beloceras multilobatum*[1] и т. д. Зона β представлена так называемым вебельским известняком с *Gephyroceras nodulosum*; в α залегают сланцы с *Pharciceras lunulicosta, Becheri, tridens, Koenenites, Gephyroceras.*

В гессенских мульдах в основании лежит горизонт красного железняка с *Pharciceras* и некоторыми средне-девонскими видами. Выше местами встречается еще рифовая фация (Браунфельс), но в общем здесь преобладают цефалоподовые известняки, а в краевых областях ланской мульды — кварцевые и кремнистые сланцы, упомянутые при описании вышележащих горизонтов.

Из богатой трилобитовой фауны можно указать следующие виды: *Proetus bivallatus, Dechenella wartenbergensis (γ), Perliproetus marginatus, Cyrtosymbole Denckmanni, Pteroparia columbella, Drevermannia palpebralis (δ), Dr. adorfensis, Dr. nodannulata (γ), Cyphaspis hainensis (α), C. ellipsocephala (α), C. ibergia (γ), C. stigmatophtalmus (γ, δ), Ceratocephala Harborti (α — γ), C. radiata (γ), Harpes neogracilis, Scutellum costatum, Phacops Koeneni, Ph. cryphoides, Ph. acuticeps (γ, δ), Phacopidella ductifrons (δ), Asteropyge nasocostata (γ).* По Рихтеру, op. cit.

Граница девона и карбона. Описание самого верхнего горизонта девона — VI — в Рейнских сланцевых горах будет дано только теперь, так как оно тесно связано с условиями на границе формации: фаунистически он тянет вниз, а стратиграфически и тектонически его повидимому следует связывать с верхом. Если исходить снова из условий левого берега Рейна, то в Бельгии переход наблюдается в этрёнгском ярусе, представленном в основании песчаниками и известняками с остракодами, водорослями и *Modiola macadami* (Фелюи), а выше — песчаниками и криноидными известняками Комблэн-о-Пон со следующей фауной:

Rhynchonella moresnetensis, Athyris Royssii, Orthotetes crenistria, Chonetes hardrensis, Spirifer tornacensis, Sp. strunianus, Sp. distans, Sp. Verneuili, Dielasma sacculus, Productus niger, Productella subaculeata, Cyrtia Murchisoni, Straparollus pentangulatus, Phillipsia, Phacops bergicus, Postclymenia cf. *striata* и кораллы английских зон *K*. Таким образом ярус эквивалентен английской клейстопоровой зоне, в частности повидимому K_m и K_1. Наряду с девонскими видами преобладающий облик все же карбоновый. В верхних горизонтах следуют турнэйские известняки, поскольку карбоновое основание не отсутствует здесь полностью, как на северо-западе (в Булони).

Близ Аахена условия аналогичны и на правом берегу Рейна близ Ратинген под турнэйскими известняками и сланцами залегает

[1] Фауна: Holzapfel, Paläontogr. 28, 1882.

группа криноидных известняков, известковых сланцев и песчаников, фауна которых близка к бельгийской и содержит наряду с *Phacops bergicus, Cyrtosymbole drewerensis, Phacops circumspectans* еще главным образом *Aganides infracarbonicus* Paeckelmann (= *Imitoceras Denckmanni* Wedekind, по Шиндевольфу) и *Postclymenia evoluta* H. Schmidt (= *Cymaclymenia camerata*, Шиндевольф).

Для выяснения связей с нижележащими горизонтами важно, что нормальная свита известняков с климениями (III—V) заканчивается в Вестфалии часто горизонтом с *Laevigites*, а местами еще глубже, и что в верхних горизонтах залегает иногда несогласно свита пестрых сланцев (Фослей), светлых слюдяных песчаников (песчаники Пён) и известняков, в которых представлены верхнедевонские виды и еще более высокие горизонты.

Таким образом здесь имеется по меньшей мере трансгрессия, а часто даже заметная орогеническая фаза, которая определяется как марсийская фаза бретонской складчатости. Шиндевольф расчленяет следующим образом слои, залегающие в кровле этого нарушения:

VII. *Горизонт с Gattendorfia. Imitoceras Gürichi, I. Denckmanni, I. intermedium, I. quadripartitum, Protocanites supradevonicus. Pr. Lyoni, Pr. spiratissimus, Pr. planus, Gattendorfia subinvoluta, G. crassa, Pseudoarietites westfalicus, Paragattendorfia, Paralytoceras, Paracyclus, Ontaria aequilateralis, Cyrtosymbole drewerensis, Phacops bergicus* и т. д.

VI. *Горизонт с Wocklumeria. Wocklumeria Denckmanni, Cyrtoclymenia angustiseptata, Cymaclymenia camerata, C. ornata, Oxyclymenia Wocklumeri, O. linearis, O. bisulcata, Kalloclymenia subarmata, K. quadrata, Imitoceras Gürichi, I. substriatus, Richterina costata, R. striatula, Buchiola retrostriata, B. palmata* и т. д.

В настоящее время является повидимому общепризнанным, что горизонт с *Gattendorfia* Шиндевольфа соответствует протоканитесовому горизонту Г. Шмидта, который он относит к самым низам нижнего карбона. Возможно, что горизонт с *Wocklumeria* также относится сюда.[1] Граница карбона и девона может повидимому быть проведена только условно. Первое существенное нарушение находится под горизонтом с *Wocklumeria*, а следующее над горизонтом с *Gattendorfia* (нассауская фаза). Аммонеевая и особенно трилобитовая фауна горизонта с *Wocklumeria* еще очень тесно связаны с более глубокими горизонтами. Поэтому в настоящее время может быть правильнее всего считать, что карбон начинается горизонтом с *Gattendorfia* (= протоканитесовому горизонту = гангенберг-

[1] В многократно обсуждавшемся профиле Древера согласно залегают друг над другом:
Банка с *Phillipsia*, подстилаемая радиоляриевыми сланцами = горизонту с *Pericyclus* (турнэй?).
Банка с *Cyrtosymbole («Dechenella»)* = известняк Гангенберг = горизонт с *Gattendorfia*.
Пиритовый мергель = горизонт с *Wocklumeria* = гангенбергский сланец.

бергскому известняку), и отождествлять его с бельгийским этрёнт, но при этом следует подчеркнуть, что, по Шиндевольфу, граница в коралловой фауне начинается еще раньше, и что кораллы этрёнг встречаются уже отчасти в горизонте с *Wocklumeria*, а турнэйские — в горизонте с *Gattendorfia*. Фаунистически граница находится между верхне-девонскими горизонтами IV и V. Таким образом понятия этрёнт — *Gattendorfia* и трунэй — *Pericyclus* не перекрываются.[1]

В Келлервальде ауэрсбергские слои, — свита, состоящая из глинистых сланцев, аркозов и известняков с *Wocklumeria*, прорезанная диабазами, — относятся к пограничным горизонтам VI и VII.

В районе Лан — Дилль самые высокие горизонты девона определяются также повидимому трансгредирующими песчаниками (песчаники Пён) и пестрыми сланцами, а частью также туфовой брекчией Лангенаубах, в которой находятся более глубокие виды верхнего девона во вторичном залегании; время образования этих брекчий, по Шиндевольфу, соответствует горизонту с *Wocklumeria*. Над ними залегает несогласно диабазовый покров, эквивалентный, по предположению Кегеля, этрёнту (= *Gattendorfia*[2]), между тем как верхние нижне-карбоновые слои следуют опять-таки трансгрессивно и несогласно.

Затруднение в том, что и над горизонтом с *Gattendorfia* наблюдается неоднократно значительное несогласие, так что горизонты VI и VII во многих случаях совершенно отсутствуют. Квасцовые и кремнистые сланцы горизонта с *Pericyclus* лежат частью на VII (Гённеберг), частью на VI (Энкеберг), частью на V (Хёвель), IV (Веттмарсен) и даже на II (Эйсборн). Так как трансгредирующие слои часто очень сходны по петрографическому составу, то понятны постоянные затруднения при подразделении.

Нижний карбон. В нижнем карбоне области левого берега Рейна развивается известняковая свита, достигающая в Бельгии мощности свыше 700 *м*; в Аахене она доходит до 250—300 *м*, а на правом берегу Рейна постепенно выклинивается (Ратинген 150 *м*) и замещается изменчивой «кульмской» серией с граувакками, квасцовыми и кремнистыми сланцами с диабазовыми излияниями. Здесь господствует однообразная фауна совершенно особого характера, так что параллелизация возможна только на основании случайных прослоев известняка. Поэтому сравнение брахиоподово-коралловой фауны Бельгии с цефалоподовой фауной кульмских образований представляет те же затруднения, что и в Англии.

В настоящее время главным образом благодаря работам Воэна можно провести во всех деталях сопоставление с английской свитой бельгийского нижнего карбона, известняковая свита которого характеризуется необычайно богатым содержанием брахиопод, кораллов, пелеципод и гастропод.

---

[1] Растения горизонта с *Gattendorfia* носят девонский характер — циклостигмовая флора Гарца. Брахиоподовая фауна изменяется сильнее всего между V и VI.

[2] Шиндевольф относит его к горизонту с *Pericyclus*.

Полное перечисление ископаемых видов было бы здесь излишним; укажем лишь основные работы Коninка,[1] Дорлодо (*V, 27, 29*), Делэнина (*V, 21*) и Воэна (*V, 143*). Принятое в настоящее время деление может быть передано нормальной фацией динанской мульды:

Визе III. Верхний отдел (визе в узком смысле). Горизонт *D* Англии (слои с *Prod. giganteus*):[2]

b) верхние известняки Анэ: *Prod. latissimus, Pr. longispinus, Pr. giganteus, Chonetes hardrensis, Spirifer striatus, Lithostrotion irregulare, Dibunophyllum, Phillipsia,*

a) большая брекчия, вверху оолиты: *Prod. cora, Pr. undiferus, Lithostrotion Martini, L. irregulare, Seminula ficoides.*

II. Намэпский горизонт = S_2 Англии = слоям с *Prod. cora:*

b) нижние известняки Анэ: *Prod. cora, Lithostrotion Martini.*

a) оолитовые известняки Нефф: *Prod. cora, Pr. corrugatohaemisphaericus, P. corrugatus, Dorlodotia Briarti, Syringopora ramulosa, Carcinophyllum Vaughani, Lithostrotion Martini,* фораминиферы.

I. Динанский горизонт в узком смысле = S_1, частью, и C_2 Англии = слоям с *Prod. sublaevis:*

b) доломит Давэ *(Davisiella llangolensis),*

a) черный динанский мрамор: *Productus sublaevis, Chonetes papilionacea, Cyathophyllum* ϕ.

Турнэй II. Селльский горизонт = C_1 Англии = слоям с *Spirifer Koninckі:*

c) известняки Леффе и Пэр, частью доломитовые.

b) пестрые криноидные известняки *(«Petit granit»)* со *Spir. cinctus, Caninia cornucopiae, C. cylindrica,*

a) известняки Ивуар: *Can. cornucopiae, C. cylindrica, Zaphrentis Koninckі, Conocardium.*

1. Астьерский горизонт = $Z_1 + Z_2$ Англии = слоям со *Spir. tornacensis:*

d) известковые сланцы Мареэду: *Spir. tornacensis, Athyris glabristria, Orthis Michelini, Chonetes hardrensis, Rhabdomeson rhombiferum, Zaphrentis Omalicusi, Z. Koninckі, Syringothyris laminosa,* криноидеи,

c) сланцы Ландели: *Spir. tornacensis, Zaphrentis Délanouei, Caninia cornucopiae,*

b) Spiriferina octoplicata (= peracuta), Spir. tornacensis, Productus burlingtonensis, Pr. Flemingi, Leptaena analoga, Orthis Michelini, Rhynchonella acutirugata, Syringothyris laminosa, S. cuspidata, Caninia Dorlodoti, Zaphrentis Vaughani, Fenestella, криноидеи.

a) известняки и сланцы Астьер: *Sp. glaber, Sp. tornacensis, Productus niger, Caninia cylindrica, C. Dorlodoti.*

---

[1] Description des animaux fossiles des terres carbonifères de Belgique. 1842—44, suppl. 1851. Faune du calcaire carbonifère de Belgique, 1878 — 1887.

[2] Делэнин дает расчленение на *c*) *Glyphioceras crenistrium*, *b*) *Prod. giganteus*, *a*) *Prod. undatus* (1928).

Этрёнг I = слоям Комблэн-о-Пон = *K* Англии = слоям со *Spir. strunianus* (см. выше).

Эта фация представлена преимущественно органогенными криноидными и коралловыми известняками, отчасти также богатыми форминиферовыми известняками, переходящими местами в неслоистые мшанковые и коралловые рифы, мощность которых возрастает втрое. Эта последняя «фация Вольсор», состоящая из известняков с синими прожилками и ископаемыми карманами, серых доломитов, криноидных известняков и белых плотных известняков, считалась прежде самостоятельным стратиграфическим горизонтом; де ла Валлэ Пуссэн был первый, выявивший в 1891 г. наличие фациальных переходов *(V, 142)*. В настоящее время установлено, что фация Вольсор встречается прежде всего в верхних турнэйских отложениях (известняки Ивуар), но может доходить до черных мраморов динанского горизонта; она представлена в центральных частях бассейна (*V, 67*).

Для визейского яруса характерно еще наличие неслоистых известняковых и полигенных брекчий, сцементированных серой и красной известковой массой, представляющих местами горизонт, который можно проследить на довольно большое расстояние. Происхождение их не выяснено полностью, но частью они безусловно представляют собою морские осадки.

К северу (намюрская мульда) нижний карбон постепенно исчезает: турнэйский ярус — целиком доломитовый — и местами мраморы с *Chonetes papilionacea* лежат непосредственно на франских известняках; фаменнский, этрёнгский и турнэйский ярусы отсутствуют (так называемая докульмская складчатость).

Близ Булони в основном известны также только визейские отложения, которые Дютертр *(V, 33)* расчленяет следующим образом:

III. Слои с *Productus giganteus.*

3 зона: *Pr. latissimus, Pr. Martini, Pr. concinnus, Athyris ingens.* Темные известняки.

2 зона: *Pr. giganteus, Pr. pustulosus.* Пестрые известняки.

1 зона: *Pr. undatus, Pr. globusus, Spir. integricosta.* Брекчиевые известняки. *Pr. giganteus* редок.

II. Слои с *Productus cora*, с *Caninia patula* и *Lithostr. Martini* = S_2 Англии.

Серые известняки с *Athyris subtilita, Cyrtina carbonaria, Carcinophyllum Vaughani.*

Доломит с *Lithostr. Martini.*

Известняк О-Барк.

Доломитовый известняк: *Chonetes papilionacea, Dorlodotia Briarti.*

I. Доломиты верхов нижне-визейских отложений.

Вверху: *Davisiella llangolensis, Spirifer subcinctus, Chonetes papilionacea, Syringopora reticulata.*

Внизу: *Productus sublaevis.*

Близ Аахена турнэй сильно сокращается (20—30 *м* криноидных известняков с *Cyathoph. aquisgranense, Clisiophyllum, Syringopora, Michelinia, Spir. tornacensis, Prod. niger*). Над ним следуют 50 *м* доломитов и мощные (170—220 *м*) немые визейские известняки (*V, 63*).

В общем можно сказать, что в области левого берега Рейна мощность возрастает с севера на юг (270—700 *м*), а во Франции она уменьшается к юго-западу (250—175 *м*). В центральных частях господствует рифовая фация вольсорских отложений с включениями черных глинистых битуминозных (? сапропелевых) плитчатых известняков. У северного края турнэй состоит из криноидных известняков и доломитов, а нижний визе — из оолитов. Визейские отложения трансгредируют к северо-востоку.

На правом берегу Рейна близ Ратинген-Эльберфельд развитие каменноугольных известняков переплетается с восточной кульмской фацией. Над вышеописанным этрёнгским ярусом лежат известняки с типичной бельгийской турнэйской фауной, связанные со сланцами и цефалоподовыми известняками горизонта с *Pericyclus* (*Brancoceras ornatissimum, Merocanites compressus, Phillipsia glabra* — эрдбах-брейтшейдская фауна; см. ниже). В верхних горизонтах залегают известняки с роговиками и богатой визейской фауной (*V, 70, 103, 128*):

Prod. giganteus, Pr. punctatus, Pr. plicatilis и др., *Spir. lineatus, bisulcatus, striatus, duplicicosta, Athyris globularis, Rhynchonella pleurodon, Davisiella comoides, Euomphalus bifrons, E. pugilis, E. Dionysi, Platyceras quadrilobum, Phillipsia derbyensis, Pentatrematites ovalis, Conocardium rostratum* и т. д.

Далее к востоку известняки постепенно замещаются глинистыми сланцами, а брахиоподы и кораллы заменяются аммонеями, так что здесь возможно палеонтологическое расчленение по Г. Шмидту:

III. Горизонт с *Glyphioceras.*

- γ) *Gl. spirale (granosum), Gl. subcirculare, Homoceras coronula, Prolecanites quinquelobus, Dimorphoceras denticulatum.*
- β) *Gl. striatum* (var. *falcatum, sphaericum*), *Prolecanites perfectus, Pronorites cyclolobus, Homoceras Burhennei.*
- α) *Gl. crenistria, Prolecanites serpentinus, Münsteroceras truncatum, Homoceras discus, Nomismoceras germanicum.*

II. Горизонт с *Pericyclus.*

- γ) *Per. Kochi, Münsteroceras inconstans, Merocanites applanatus.*
- β) *Per. plicatilis, Münsteroceras corpulentum.*
- α) *Per. princeps, Münsteroceras complanatum, Brancoceras ornatissimum.*

I. Горизонт с *Protocanites* и *Gattendorfia* (см. выше).

В общем II соответствует турнэйским, а III — визейским образованиям, но зональное отождествление пока невозможно.

Стратиграфические условия можно иллюстрировать тремя типичными профилями.

Северный край Рейнских сланцевых гор (V, 70, 103, 164).

3*c*. Под песчаниками безугольных свит лежит серия квасцовых сланцев мощностью до 200 *м*. В верхней части встречаются повидимому уже намюрские виды *(Homoceras striolatum)*, между тем как глубже наравне с типичными видами IIIγ *(Glyph. spirale)* залегает фауна Апрат с *Protoc. mixolobus, Glyph. sphaericum, Phillipsia aequalis, P. longicornis, P. emarginata, Orthoceras scalare, O. cinctum, Posidonia Becheri, Aviculopecten densistria, Orthotetes crenistria, Leptaena analoga, Chonetes Laguessi, Productus laevipunctatus, P. plicatus, P. centricus, Pleurodictyum Dechenianum, Cladochonus Michelini, Noeggerathia.* Таким образом здесь безусловно имеются уже эквиваленты III (верхний визе).

3*b*. В нижних горизонтах следуют темные плитчатые известняки мощностью до 200 *м* с брахиоподами *(Prod. giganteus, semireticulatus, scabriculus, punctatus, Spirifer, Rhynchonella), Posidonia Becheri*, ортоцерасами, *Glyphioceras sphaericum, Gl. crenistria, Gl. striatum.* Эти известняки переходят на западе в типичные каменноугольные известняки, между тем как на востоке они замещаются повидимому сланцами с посидониями.

3*a*. Кремнистые известняки, частью относящиеся предположительно еще к нижнему визе; на западе они также замещаются каменноугольными известняками.

2*b*. Лидиты и кремнистые сланцы [с фауной Эрдбах — Брейтшейд (см. ниже)].

2*a*. Нижние квасцовые сланцы (с фосфоритовыми желваками).

Свита 2*a* — 2*b* утоняется на западе под каменноугольными известняками до нескольких метров, и в нее входят здесь криноидные известняки с *Phillipsia glabra, Brancoceras ornatissimum, Merocanites complanatus.* Таким образом это эквиваленты эрдбах-брейтшейдской фауны, т. е. горизонт с *Pericyclus* или турнэй. Ниже лежит этрёнгский горизонт или горизонт с *Gattendorfia.*

В восточном крае гор Клаус (*V*, *16*) описал недавно интересный полный нижне-каменноугольный профиль:

4. Глинистые сланцы и граувакки с *Posid. Becheri, Asterocalamites, Knorria* и гониатитами, которые Клаус относит еще к нижнему карбону.

3*h*. Банки с известняковой галькой и смешанной фауной каменноугольных известняков и кульма: *Cyathaxonia cornu, Coscinophyllum, Dibunophyllum, Chaetetes* cf. *radians, Favosites* cf. *Forbesi, Orthis resupinata, Leptaena analoga, Chonetes Buchi, Productus giganteus, Pr. latissimus, Pr. pustulosus, Pr. plicatilis, Pr. scabriculus, Pr. longispinus, Pr. semireticulatus, Pr. undatus, Spirifer macrogaster, S. glaber, S. lineatus, S. Urii, S. trigonalis, Spiriferina octoplicata* var., *Pos. Becheri, Aviculopecten Forbesii, Modiola lata, Myalina Verneuili, Edmondia laminata, Orthoceras striolatum, Glyphio-*

ceras granosum umbilicus, остатки растений. Известковая галька содержит фораминиферы *(Endothyra, Nodosaria, Textularia)*. Безусловно эквивалент $III\gamma$ верхнего визе или английской зоны *D*.

3*g*. Глинистые сланцы с *Gl. granosum poststriatum* и прослоями граувакки.

3*f*. Туфовая банка — кварцево-кератофировый туф с линзами известняка: *Posidonia Becheri, Orthoceras*, рыбы *(Orodus, Holoptychius, Acrolepis)*.

3*e*. Сланцы с посидониями, с прослоями известняка: *Chonetes hardrensis, Rhynch. pleurodon, Athyris lamellosa, Posidonia Becheri, Ptychomphalus intermedius, Orthoceras striolatum, O. scalare, Glyphioceras striatum* (var. *falcatum* и *striatum*), *Nomismoceras germanicum*. Соответствуют следовательно зонам $III\beta$ и частью $III\alpha$.

3*d*. Гониатитовая известняковая банка с *Glyphioceras crenistria, Homoceras discus, Orthoceras striatum, Parallelodon Verneuilianus, Posid. Becheri, Spirifer macrogaster, Rhynch. pleurodon*.

3*c*. Нижние сланцы с посидониями, с брахиоподовой банкой и фауной каменноугольных известняков: *Pleurodictyum Dechenianum, Chaetetes*, криноидеи, *Chonetes hardrensis, Ch. papilio, Prod. longispinus, punctatus, undatus, pustulosus, striatus, Spirifer lineatus, grandicosta, Spiriferina insculpta, acuticosta, Orthoc. striolatum, Straparollus*, фораминиферы.

3*b*. Верхние квасцовые сланцы.

3*a*. Кремнистый известняк, вверху содержит еще *Glyph. crenistria*, т. е. частью еще III; беден ископаемыми *(Rhopalastrum)*; содержит радиолярии.

2*b*. Лидиты с радиоляриями.

2*a*. Нижние квасцовые сланцы.

Этрёнг отсутствует. Лидиты и нижние квасцовые сланцы соответствуют горизонту с *Pericyclus*, как на западе. Сланцы с посидониями 3*a*—3*c* являются эквивалентами зон $III\alpha$ и $III\beta$ и могут соответствовать плитчатым известнякам западной части, а верхние глинистые сланцы с известняковой галькой ($III\gamma$) — частью верхним квасцовым сланцам. Во всяком случае граница с намюрскими образованиями и здесь неясна и может проходить внутри граувакки 4. Мощность достигает 191 *м*.

В районе Лан — Дилль встречается аналогичная, но значительно обедневшая фауной свита (*V, 64, 75, 78—80, 136*).

3*b*. Граувакка с *Asterocalamites scorbiculatus, Lepidodendron Veltheimi, Knorria* и кенигсбергской фауной в известняковых граувакках: *Prod. giganteus, punctatus, scabriculus, Spirifer striatus*. [1]

3*a*. Кульмские глинистые и граувакковые сланцы = посидониевым сланцам с видами, отчасти перечисленными выше.

[1] Parkinson, Z. d. G. G. 1903. — Sommer, N. J., Beil.-Bd. 31, 1911.

Особенно важны: *Posid. Becheri, Glyphioceras crenistria, Pronorites cyclolobus, Prolecanites mixolobus, Münsteroceras truncatum, Leptocrinus speciosus, Asterocalamites scorbiculatus* (IIIα). В основании известняковая банка.

2. Кремнистые сланцы 5—10 *м. Posidonia Becheri, Orthoceras striolatum*, местами известняки с эрдбах-брейтшейдской фауной. [1]

1. Покровный диабаз и шальштейн.

Для этой свиты важно прежде всего, что все четыре горизонта залегают трансгрессивно и можно установить частичное несогласие (Кегель). Покровный диабаз (в южном направлении) распространяется вплоть до нижнего девона и связан наверху с кремнистыми сланцами; диабазовые извержения продолжались повидимому до времени образования кремнистых сланцев. Возраст диабазов может соответствовать горизонту с *Protocanites* и *Gattendorfia*, но они могут восходить вплоть до времени *Pericyclus*. Кремнистые сланцы (верхний горизонт II) начинаются часто конгломератовыми прослоями, и трансгрессия их, по Кегелю, выражена сильнее всего.

С другой стороны кремнистые сланцы местами совершенно выклиниваются, и кульмские глинистые сланцы трансгредируют с образованием галечников на диабаз. В некоторых случаях наконец граувакка лежит частью прямо на кремнистых сланцах и замещает повидимому отчасти глинистые сланцы на юге. Таким образом здесь имеется несколько несогласий, и серия прогрессивно выклинивается к югу, так что в конце концов верхние граувакки залегают относительно полого на более древнем основании (Лан), между тем как дальше к северу они сильно смяты. Судя по этому, длительный перерыв в накоплении осадков должен был иметь место в период после нижнего карбона (? судетская фаза).

Верхний карбон. Верхний карбон развит только на севере Рейнских сланцевых гор, где он образует на поверхности более или менее узкую полосу, протягивающуюся из северной Франции через Намюрскую область Бельгии до Аахена; в области нижнего Рейна на поверхности имеется перерыв, после чего эту полосу можно проследить дальше во всей Вестфалии, где она правда отклоняется несколько на север. Далее к северу верхний карбон, залегающий под более молодыми осадочными образованиями, был обнаружен бурением во многих местах Кампинского бассейна Бельгии и в южной Голландии вплоть до Оснабрюкской области.

---

[1] Эрдбах-брейтшейдская фауна содержит (Holzapfel, *60*. H. Schmidt, *128*): *Aganides ornatissimus, Münsteroceras inconstans, M. sphaeroidale, M. Barroisi. Nomismoceras spiratissimum, Pericyclus Kayseri, P. Kochi, P. Hauchecorne. P. subglabrum, P. fasciculatum, Dimorphoceras Gilbertsoni, D. Brancoi, Merocanites applanatum, M. compressus, Nautilus, Orthoceras scalare, O. cinctum, Pleurotomaria benedicana, Pl. vittata* и многие другие, *Hesperiella contraria* и др., *Loxonema Lefeburei* и др., *Macrocheilus maculatus, Platyschisma glabrata, Capulus, Aviculomya, Avicula lima, Posid. Becheri, Spirifer macrogaster, Sp. bisulcatus, Actinotheca parallela, Cladochonus Michelini, Petraia longiseptata, Phillipsia trimeroides, Ph. subaequalis, Ph. granulifera, Ph. nitida, Ph. glabra*. По Г. Шмидту верхний горизонт с *Pericyclus* = II_γ.

Я начинаю с принятого в настоящее время расчленения по гониатитам (Г. Шмидт, *V, 127, 128, 130)* с характеристикой наиболее важной флоры на основе геерленского деления 1927 г.[1]

Верхне-вестфальский ярус С

Группа Писберг (рэдстокский горизонт)	*Calamites rugosus, Sphenopteris Crepini, Annularia stellata, Neuropteris, Pecopteris unita, Equisetites zeaeformis, Alethopteris Grandini*
Морские эквиваленты неизвестны	

Верхний газовый уголь (стаффордский горизонт = свите Фленю)

В основании *Anthracoceras aegiranum*	*Neuropteris rarinervis, Linopteris Münsteri, L. obliqua, Neuropteris Scheuchzeri, Sphenophyllum emarginatum, Mariopteris latifolia, Desmopteris longifolia, Asolanus camptotaenia*

Средне-вестфальский ярус В

Нижний газовый уголь (= верхне-вестфальским отложениям в узком смысле = = свите Монс)

Банки с лингулидами	*Sph., artemisiaefolioides, Sp. obtusiloba, Sp. Schillingsi, Sp. trifoliata, Sp. rotundifolia, Mariopteris latifolia, Alethopteris Davreuxi, Neuropteris tenuifolia, N. heterophylla, N. obliqua, Pecopteris Miltoni, P. Volkmanni*

Газовый уголь (нижне-вестфальские отложения в узком смысле = свите Шарлеруа)

В основании *Gastrioceras Kathariae* и *Anthracoceras Vanderbeckei*	*Sphen. Essinghi, Sp. geniculata, Sp. Zobeli. Sp. schatzlarensis, Sp. Boemischi. Sp. microscopica, Sp. coralloides, Sp. Andraeana, Sp. Laurenti, Mariopteris muricata, Lonchopteris rugosa, L. Bricei, Neuropteris tenuifolia, N. gigantea, N. pseudogigantea, Alethopteris decurrens, A. Serli, A. Boulay, Linopteris neuropteroides, Sigillaria rugosa*

Нижне-вестфальский ярус = А (ланарк = свите Шатлэ)

Группа жирных углей

Встречаются гастриоцератиты	*Mariopteris Sauveuri, M. acuta, Sph. obtusiloba, Sph. Schillingsi, Sph. rotundifolia, Sph. Sternbergi, Sph. furcata, Sph. Sauveuri, Sph. gracilis, Pecopteris Miltoni, P. pennaeformis, P. plumosa, P. Volkmanni, Lonchopteris rugosa, Neuropteris heterophylla, N. obliqua*

[1] Напечатанные в разрядку виды переходят в следующий вышележащий горизонт. Нужно заметить, что растения редко ограничиваются одной зоной; поэтому приведенные данные указывают или время первого появления или время наибольшего распространения. Последующая таблица основана прежде всего на условиях Рурского бассейна; некоторые особенности других районов выделены.

Верхняя группа тощих углей

Вверху

2. *Gastrioceras circumnodosum, G. macrocephalum*

Внизу

1. *Gastr. subcrenatum, F. Listeri*

Sph. trifoliata, Sph. Hoeninghausi, Sph. Bäumeri, Adiantites sessilis, Mariopteris muricata, M. acuta, M. Dernoncurti, Alethopteris decurrens, A. Serli, Neuropteris gigantea, N. Schlehani, Sigillaria elegans

Намюрский ярус

Нижняя группа тощих углей и безугольные свиты = жерновому песчанику = = свите Анденн

Вверху

9. *Eumorphoc. carinatus, Anthraconeras arcuatilobum, Gastrioceras Martini, G. rurae*

Внизу

8. *Reticuloceras superbilingue*
7. „ *bilingue*
6. „ *reticulatum*
5. „ *inconstans*

Флора частью как выше, кроме того: *Calamites Suckowi, C. Cisti, Sigillaria elegans, S. Schlotheimi, Lepidophloios laricinus, Sphenophyllum cuneifolium, Lepidodendron obovatum, Pecopteris aspera*

Свита Шокьé = серии Иордаль = верхние квасцовые сланцы отчасти

Вверху

4. *Homoceras beyrichianum* и *Clyph. leodicense* (= *Glyph. diadema auct.*)

Внизу

3. *Eumorphoceras bisulcatum*
2. *Homoceras edalense*
1. *Eumorphoceras pseudobilingue.*

Кроме того: *Dimorphoceras Gilbertsoni, Posidonomya Becheri, Posidoniella laevis*

Neuropteris antecedens, Adiantites oblongifolia, Sphenopteridium rigidum, Sphenopteris Goepperti, Sph. bithynica, Pecopteris aspera, Asterocalamites scorbiculatus, Alethopteris parva, Sphenophyllum tenerrimum, Lepidodendron Veltheimianum

Точное разграничение ярусов возможно не всюду. Следует подчеркнуть особую трудность определения нижней границы зоны Шокьé на правом берегу Рейна, так как она ничем не отличается петрографически от верхних квасцовых сланцев. Далее нужно отметить, что главная флористическая смена, по Готану, находится выше горизонта Шокьé, так что причисление нижних тощих углей и пустых пластов к намюрскому ярусу основано только на фаунистических данных.[1] Таким образом новая флора появляется раньше новой фауны. Мы будем исходить из вестфальского развития (*V*, 85, 86, 88).

[1] Аналогичные условия наблюдаются например в нижней Силезии и повидимому в СССР.

Верхняя зона Писберг *(V, 54, 141)* обнажается только на севере, т. е. в Тевтобургском лесу, в виде темных сланцевых глин и песчаников мощностью в 2 000 *м* с 7 пластами угля, из которых 3—4 разрабатывались (3 *м* угля). Уголь антрацитовый (3—4% летучих) по всей вероятности в связи с последующим орогенезисом. В отношении флоры здесь наблюдаются уже переходы к стефанским видам.

Верхний газово-пламенный уголь (37—45% летучих) характеризуется мощными песчаниковыми и конгломератовыми горизонтами; мощность их (не установленная точно в верхних горизонтах) составляет 400—500 *м*. В среднем здесь имеется около 10 промышленных пластов. Морской горизонт, залегающий в основании над пластом Эгир, содержит наряду с руководящими гониатитами еще *Temnocheilus, Pleuronautilus* и *Ephippioceras clitellarium, Prod. semireticulatus*, гастропод и т. д. Кроме того встречаются рыбы, ракообразные *(Prestwichia)* и *Anthracomya Phillipsi*.

Нижний газово-пламенный уголь мощностью до 400 *м* содержит также многочисленные прослои песчаника и конгломерата. Число промышленных пластов доходит до 13. В основании известен прослой с *Lingula*. Из пресноводных раковин известны прежде всего *Carbonicola aquilina, Najadites carinata*. Кроме того ракообразные *(Anthrapalaemon)*, рыбы *(Rhizodopsis), Blattideae*. [1] Главный пласт Бисмарк.

Группа газовых углей (33—37% летучих) почти совсем не содержит конгломератов и лишь очень немного песчаников. Мощность доходит до 300 *м*. Здесь главным образом в верхних горизонтах имеется 8—10 промышленных пластов. Из пресноводных раковин важнее всего: *Anthracomya modiolaris, Najadites carinata, N. modiolaris, Carbonicola aquilina*, рыбья чешуя, ракообразные.

Жирные угли (21—23% летучих) содержат ряд песчаниковых и конгломератовых прослоев; мощность всей свиты пластов достигает 500—700 *м*. Здесь имеется до 25 промышленных пластов с 30 *м* угля; главный в верхних горизонтах пласт Катарина, а в нижних — пласт Зонненштейн. Морская банка содержит в основании *Gastrioceras* sp., а кроме того чешую рыб, зубы селахий, ракообразных, *Carbonaria robusta, C. acuta, Anthracomya Williamsoni*.

Верхняя группа тощих углей мощностью в 550 *м* содержит многочисленные прослои конгломерата и песчаника, около 13 промышленных пластов и 6 морских горизонтов; из числа последних важна банка с лингулидами под пластом Плассгофбанк, банка с *Gastr. circumnodosum* и *G. macrocephalum* над пластом Финефрау и с *Gastr. subcrenatum* и *G. Listeri* между пластами Маузегатт и Сарнсбанк (основание). Пресноводные раковины, рыбы и раки, как выше.

Нижние тощие угли: около 450 *м*, с многочисленными прослоями песчаника и конгломерата; около 8 промышленных пла-

[1] *Прим. ред. Blattideae* — таракановые.

стов, четыре лингуловых банки [1] и три цефалоподовых горизонта. Над пластом Шифербанк и главным пластом — морская банка с *Gastr. rurae, Eumorphoceras carinatum, Gastr. Martini, Anthracoceras arcuatilobatum, Posidoniella laevis,* а глубже — над пластом Вассербанк — *Eumorph. pseudobilingue.* Наряду с руководящими видами — *Bellerophon,* авикуло-пектенами, иперино-пектенами, *Discina, Chonetes, Productus,* рыбы и пресноводные раковины (как выше).

Пустые пласты представляют собою свиту мощностью до 1 000 *м,* состоящую наверху преимущественно из сланцеватых глин и квасцовых сланцев, а в середине — из перемежающихся граувакк и сланцевых прослоев. Внизу лежат кварцитовые и конгломератовые граувакки. *Eumorph. reticulatum,* посидониеллы, антракозии и растения, примыкающие к формам тощих углей, представляют собою скудные руководящие виды.

Нижние квасцовые сланцы, как было указано выше, в своей верхней части принадлежат к намюрскому ярусу (горизонту Шокьé).

Таким образом эта вестфальская карбоновая свита мощностью до 5 000 *м* (соответствующая английской зоне Писберг, которая имеется там только на севере) [2] представляет собою довольно однообразную серию; скопление морских горизонтов наблюдается здесь в нижних частях; кверху количество их убывает. Для выяснения последовательности напластования важна следующая серия, которая, по Кукук, повторяется постоянно, главным образом в тощих углях:

Угольный пласт
Песчаник
Конгломерат
Песчаник
Песчаный сланец
Пресноводные раковины
Сланцеватая глина
Морской горизонт
Угольный пласт

Очень важно, что в конгломератах встречаются и кристаллические компоненты (гнейс, полевой шпат, иглы рутила), происходящие, по Бóрну (*V, 10*), [3] из северного нагорья. Кроме морских горизонтов, имеющих региональное распространение, и пресноводных раковин, для подразделения на горизонты важны еще и глинистые железняки, огнеупорные глины, пласты кэннельских углей и торфяно-доломитовые конкреции (coal balls, почки); последние встречаются только в пластах Катарина и Финефрау.

Бурение в Рейнской долине показало (*V, 160, 161, 163*), что в общем расчленение совпадает здесь с вестфальским. В области Аахена имеется в сущности две мульды: северная — мульда Вурм

[1] *L. mytiloides.*

[2] Штилле (*XII, 35*) дает даже мощность в 7 000 *м*: 1 000 *м* пустые пласты, 3 500 *м* продуктивный карбон и 2 500 *м* у Оснабрюк.

[3] Следовало бы выяснить, не принесен ли материал также с юга, например из спессарт-тюрингенской зоны, где среди верхнего карбона обнажаются кристаллические породы.

и южная — мульда Инде, последовательность напластования в которых представляется следующим образом *(V, 18, 19, 135)*:

Мульда Инде	Мульда Вурм	Вестфалия
	Альседорфская группа:	
Отсутствует	Около 650 *м* с 21 угольными пластами, из них 9 промышленных. В основании пласт Мария I с торфяным доломитом и морской фауной = пласту Катарина в Вестфалии	Нижний газопламенный уголь и газовый уголь
Внутренние рудники: До 13 пластов с флорой вестфальского яруса *A*. В основании пласт Падтколь=Зонненшейну в Вестфалии	Кольшейдская группа: До 500 *м* с 26 угольными пластами, из них 21—промышленные пласты. Основной пласт Штейнкнипп = Зонненшейну в Вестфалии	Жирный уголь
Горизонт Брейтганг: 350 *м* песчаников, внизу конгломератовых, бедных углем. Фауна: *Euphemus Urii, Aviculopecten papyraceus, Avicula laminosa, Prod. carbonarius, Pr. concinnus*	Штольбергская группа: С морским горизонтом в кровле. До 45 угольных пластов	
Внешние рудники: 50—100 *м* с 5 пластами. Внизу конгломератовый горизонт 200—250 *м*. Песчаники и глинистые сланцы. *Gastr. subcrenatum, Posidoniella laevis*	Подошва неизвестна	Верхний тощий уголь
Гедауский конгломерат: 25 *м*		
Горизонт Вильгельмина: Местами с раздувающимися пластами; сланцы и немного песчаников, 350 *м*		Нижние тощие угли и пустые пласты
Вальгорнские слои: Сланцы с песчаниками, развивающимися к востоку (Бургхольц), и квасцовые сланцы с фауной Шокье, 100—150 *м*		Верхние квасцовые сланцы отчасти
Каменноугольный известняк		

В Бельгии верхний карбон можно проследить в северном намюрском синклинории, тогда как на юге (в динанской мульде)

он сохранился только в виде эрозионных остатков. Эквиваленты зоны Пиеберг здесь отсутствуют. Сверху вниз свита представлена следующим образом (*V, 42, 116, 117, 118*):

Свита Фленю. До 1 000 *м*, около 34 промышленных пластов. Руководящее растение — *Asolanus camptotaenia*. Важнее пресноводные раковины *Anthracomya Phillipsi* и *Wardi*. Над базальным пластом Пти-Бюиссон (= огиру Вестфалии) — морская фауна. Соответствует вестфальскому ярусу *C* = верхнему газово-пламенному углю.

Свита Шарлеруа. Мощность около 1 250 *м*; 17—24 промышленных пластов. Руководящим растением считается *Lonchopteris Bricei*. Пресноводные раковины: *Carbonicola similis, C. acuta, C. aquilina, Anthracomya modiolaris, Najadites perquadrata*. Базальный пласт Навирон-Пуассоньер (= Катарина в Вестфалии), с морской фауной. Соответствует нижнему газово-пламенному углю и газовому углю.

Свита Шатлэ. 250—300 *м* с немногими промышленными пластами. Руководящее растение *Neuropteris Schlehani*. Раковины: *Carbonicola robusta, C. acuta, Anthracomya Williamsoni, A. minima*. В середине пласт Стеней (= Зонненшейн) с морской фауной в подошве (*Gastr. carbonarium*). Имеется еще несколько морских горизонтов. Соответствует жирному углю + верхний тощий уголь.

Свита Анденн. Мощностью до 350 *м* с грубозернистыми прослоями вверху; в отношении флоры весьма характерна *Pecopteris aspera* и кроме того появление сигиллярий. Нижний тощий уголь и пустые пласты.

Горизонт Шокьé, в котором преобладают сланцы и квасцовые сланцы (ампелиты). Мощность достигает только 50—100 *м*. Из растений особенно важны *Neuropteris antecedens* и *Adiantites oblongifolius*. Многочисленные гониатиты (*Gl. diadema* = *Homoceras Beyrichianum*), Сланцы с «*Mytilus*» и бесчисленными *Posidoniella laevis* и т. д.

Общая мощность, не считая отсутствующих верхних зон, составляет 2 900—3 000 *м*, т. е. значительно меньше, чем в Вестфалии. Нужно отметить, что близ визе в восточном крае Брабантского массива вестфальский ярус трансгредирует на нижний карбон.[1]

В вестфальской французской части бассейна (Валансьен, Паде-Кале) мощность еще уменьшается; здесь местами более высокие вестфальские отложения трансгредируют повидимому к югу с пропуском горизонта тощих углей (близ Денэна, по «Coal Resources» 1913). Возрастание количества летучих кверху также показатель-

[1] Несогласие или залегание нижне-вестфальских отложений на различных зонах визе подчеркивается Лоэстом и Фурмарье. Делэпин его оспаривает. Но близ Осмон вестфальские отложения залегают повидимому непосредственно на зоне с *Prod. sublaevis* (*V, 22, 42, 99*).

но. Более высокие горизонты известны только на северо-западе. Расчленение может быть дано по Барруа, Прюво и П. Бертран (*V, 4, 8, 9, 107, 108, 109*):

С. Свита Брюэй. Пламенные и жирные угли, 650—725 *м*, содержат до 28 угольных пластов с 28—38% летучих. Руководящими являются: *Linopteris obliqua, Neuropteris tenuifolia, N. rarinervis, Alethopteris Serli;* кроме того *Anthracomya Phillipsi, Anthr. Wardi, Estheria Simoni.* Эта свита соответствует «Upper coal measures» (верхние угленосные пласты) = верхнему газовому углю. В деталях:

C_2. Пачка Эдуар и Дюсуиш с *Sph. rarinervis* и *Sp. quadrydactylites.*

C_1. Пачка Эрнестин с *Sphen. Crepini, Sph. Coemansi, Sph. striata.*

В основании: пласт Омерин, соответствующий Пассе де Римбер (морской горизонт = эгиру Вестфалии).

В. Свита Анзен. *Lonchopteris Bricei, Aleth. valida,*; руководящие: *Najadites carinata, Carbonicola similis, Anthracomya pulchra, Estheria Dawsoni.* Жирные и полужирные угли. На юге до 22 пластов. Мощность на севере 650 *м*, на юге вероятно больше. Нижние газово-пламенные угли + + тощие угли = «Middle coal measures» (средние угленосные пласты). Этот горизонт можно расчленить на:

B_3. Пачка Си Сильон (Faisceau six sillons); вверху: *Neur. pseudogigantea, Linopteris Münsteri;* внизу: *Neur. flexuosa, Sphenopt. striata, Mariopteris muricata,*

B_2. Слои Берникур; *Alethopteris Davreuxi.*

B_1. Слои Бернар; *Sphen. furcata, Asterocalamites equisetiformis, Sphenophyllum angustifolium, Sigillaria elongata, S. scutellata.*

В основании пласт Пуассоньер = Катарина Вестфалии, с морскими рыбами (пласт Джин Майн в северном Стаффордшире).

А. Свита Викуань. Полужирные и тощие угли; на севере 350 *м*, на юге и западе вероятно больше; до 30 угольных пластов (на юге). Руководящие: *Sphenopt. Laurenti, Lonchopteris eschweileriana, Sigillaria rugosa;* важные: *Estheria striata, Anthracomya Williamsoni, Carbonicola acuta, Productus scabriculus.* Жирные и верхние тощие угли = Lower coal measures (нижние угленосные пласты). Подотделы:

A_3. Пачка Модест: *Alethopt. lonchitica, Neuropt. gigantea, Anthracomya Williamsoni, Leaia tricarinata-minima.*

A_2. Пачка Олимп: *Neur. Schlehani, Sphen. Hoeninghausi, Carbonicola acuta, C. robusta.*

A_1. Песчаник Флин: *Lingula,* криноидеи. По Прюво, эквивалент английского Rough Rock (грубая порода) в Стаффордшире.

Свита Флин. До 200 *м* сланцев и песчаников с *Pecopteris aspera, Productus carbonarius, Eumorphoceras reticulatum.* Жерновые песчаники = безугольной свите + нижние тощие угли.

Ампелит Брюйль. *Rhodea Hochstetteri?* Серия Пендлсайд; верхние квасцовые сланцы; зона Шокье.

Мощность всей свиты составляет следовательно около 2 000 *м*. Важны связи с Англией.[1] Кампинский бассейн восточной Бельгии и голландского Лимбурга, вскрытый бурением под более молодым покровом и расположенный к северу от главной краевой впадины, хорошо исследован в последнее время бурением и рудниками (*V, 22, 65, 66, 133*). Здесь имеется полная серия от газовых углей до намюрского яруса; Ионгманс показал, что возможна широкая параллелизация флоры и стратиграфии с Вестфалией и Аахеном, между тем как характер углей во многих случаях совершенно иной.

Местные названия следующие:

Группа Ябик = верхний газово-пламенный уголь = свите Фленю.

Phillipsia minima, Asolanus camptotaenia, Neuropteris rarinervis, Linopteris Münsteri, Alethopteris Davreuxi и т. д.

Основание — морские слои = Эгир — Пти Бюиссон.

Группа Мауритс = нижний газово-пламенный уголь.

Sphenophyllum myriophyllum, Neuropt. callosa, N. tenuifolia, Mariopteris Sauveuri, Sphenopteris и т. д.

Основание — лингуловый слой.

Группа Гендрик = газовый уголь.

Annularia shenophylloides, Zeilleria avoldensis, многочисленные *Neuropteris, Sphenopteris, Pecopteris, Linopteris neuropteroides, Lonch. rugosa;* кроме того *Sarbonicola aquilina, C similis, Anthracomya modiolaris, A. dolabrata, Najadites modiolaris.*

Базальный слой с *Lingula mytiloides* = пласту Катарина = Пуассоньер.

Группа Вильгельмина = жирный уголь.

Наряду с многими более молодыми видами флора состоит из: *Sphenopt. Hoeninghausi, Mariopt. acuta, Neuropt. Schlehani, Neuropt. obliqua* и т. д. Много лимнических видов; прежде всего *Anthrapalaemon Grossarti, Eurypterus, Anthracomya minima, Estheria striata, Beyrichia arcuata.*

Базальный пласт Штейнкнипп с морским слоем = Зонненшейн.

---

[1] Во Франции и в Бельгии придается все большее значение пресноводной фауне. По Прюво, средние и нижние вестфальские отложения определяются преобладанием *Najadites* и *Carbonicola*, ганоидами с богато разукрашенной чешуей, простыми *Palaeodictyopteris* и *Blattideae, Arthropleura (mammata), Estheria (striata* и *Dawsoni).* В верхне-вестфальских отложениях и в нижне-стефанских (которые отсутствуют здесь) преобладают наоборот *Anthracomya, Spirorbis, Estheriella, Arthropleura armata* и более высоко организованные насекомые и ганоиды со слабо разукрашенными чешуями.

Группа Баарло = верхний тощий уголь = свите Шатлэ. Многочисленные *Anthracomya, Najadites, Spirorbis*, ракообразные, рыбы; *Neuport. gigantea, N. Schlehani, Calamites Suckowi, Mariopt. acuta, Sphenophyllum cuneifolium, Sphenopteris Hoeninghausi* и т. д. Несколько морских горизонтов.

Морской горизонт Сарнсбанк.

Эпенские слои = нижние тощие угли + пустые пласты = = свите Анденн.

Делится на три подотдела; имеются морские горизонты с гониатитами; *Neuropt. gigantea, N. Schlehani, Anthracomya, Najadites.*[1]

Гульценские слои = верхние квасцовые сланцы = свите Шокьé. Несколько гониатитовых горизонтов; *Sphenopteris Gulpeniana* и ряд ранних намюрских видов.

Делэпин доказывает в последнее время, что и здесь можно установить почти все гониатитовые зоны Вестфалии и Англии, начиная с *Eumorphoceras bisulcatum* до *Anthracoceras aegiranum.*

Мощность соответствует вероятно Аахенской области (около 3 000 *м*).

3. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РАЗВИТИЯ

Что касается докаледонского развития Рейнского массива, то в общем можно только сказать, что он принадлежит кембросилурийской области накопления осадков, в западной части которой (Брабант) сильнее выражены связи с Англией, чем с Бретанью; но весьма вероятно, что здесь имеются двусторонние связи. Доходил ли этот осадочный бассейн до южного края нагорья, неизвестно, так как силур здесь отсутствует возможно вследствие каледонской эрозии. Нижний силур мог доходить до северных Вогезов (штейгерский сланец).[2]

Каледонская складчатость может быть установлена в Брабантском массиве, Арденнах и вероятно в Таунусе в *арденнской*, т. е. додаунтонской фазе. Между Брабантским массивом и Арденнами ясно выражен ВЗ синклинорий с тенденцией к двустороннему надвигу и рассланцеванию кембросилурийской серии (Фурмарье, *V, 35, 37, 40*).

Условия близ Ленса позволяют предполагать, что в центре этого синклинория на границе силура и девона накопление осадков было непрерывным, что соответствовало бы условиям северной Бретани. Такая узкая связующая полоса могла простираться до восточного края, где каледонское несогласие не всегда ясно выражено (гессенские мульды).

Для самых низов девона важна противоположность северного материка (позднейшей краевой впадины) и вновь образовавшегося

[1] Нижний отдел эпенских слоев характеризуется совсем особыми *Calamites* (*Mesocalamites Haueri, cistiiformis* и т. д.).

[2] Под самыми Сланцевыми горами он нигде не установлен; появляется вновь только под Брабантским массивом.

синклинория, ось которого все время передвигается к югу; здесь развивается *мощный трог* зигенских слоев с несколькими тысячами метров обломочных пород и каймой почти континентальных образований на севере (красные породы) и на юге (кварцит Таунус). Прогрессирующее передвижение к югу приводит к присоединению Зигерланда к северному материку, так что в области среднего Рейна и гессенских мульд трог превращается в конце концов в уз-

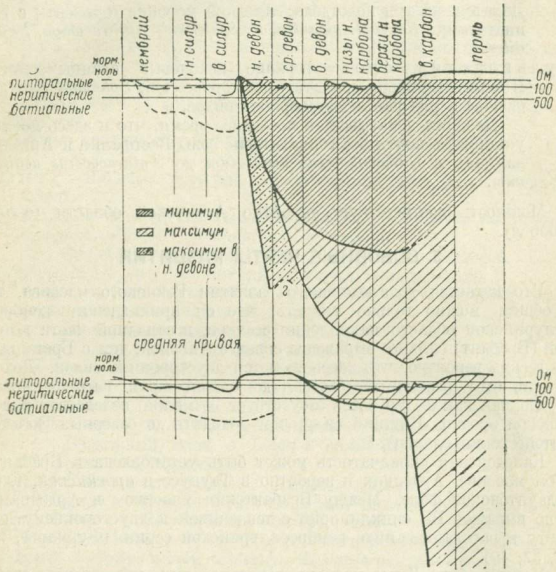


Рис. 90. Эпейрогенические кривые Рейнских сланцевых гор.

Наверху—средняя кривая с местными вариантами; *внизу*—форланд и внешняя впадина.

кую впадину, заполненную нижне-кобленцскими слоями. Но накопление осадков еще весьма значительно (до 1 000 *м*); осевая полоса трога характеризуется порфироидами.

Считать ли это ранне-девонское поднятие Зигерландского массива орогеническим или эпейрогеническим, пока неизвестно; но нужно помнить, что ранне-девонские поднятия наблюдаются также и в северной Бретани (леонская система), и что и там они также связаны с появлением богемских («герцинских») фациальных свя-

зей, которые представлены известняковыми фациями в восточных Сланцевых горах.

Северный материк и поднявшийся из ранне-девонского трога Зигерландский массив влияют на все дальнейшее развитие.[1] Уже в верхне-кобленцское время связь их нарушается небольшой трансгрессией ремшейдских преимущественно обломочных слоев; эта стадия опускания сопровождалась кератофировыми излияниями. Зигерландский массив превращается в остров или в отмель, омываемую морем с севера и с юга.

Северный материк окружен каймой красных осадочных образований, которая передвигается к северу в период среднего девона, указывая на трансгрессию, захватившую также и на юге части Зигерландского массива и южный берег до северных Вогезов. Затем наступает резкая *дифференциация фаций*, которая не лишена однако внутренней закономерности. Над затопленным северным материком, примыкая к красной береговой кайме, осаждается мощная свита коралловых и брахиоподовых известняков, которая сохраняет свой однородный характер вплоть до верхнего девона; она доходит с небольшим перерывом даже до границы верхнего карбона. К востоку условия изменяются: между северным материком и Зигерландским массивом имеется плоская впадина частью обломочных сланцев Ленне, которая к востоку переходит в более глубоководную виссенбахскую фацию с цефалоподовыми известняками и изверженными породами (сначала кератофир, затем диабаз и шальштейн); эта фация опоясывает восточный край Зигерландского массива, врезается глубоко в гессенские мульды в качестве «геосинклинального отрезка» и на юг от них соединяется с Эйфелем. После усиления тектонических процессов в среднем девоне, которые носят частично характер орогенической фазы, продолжается в общем аналогичное развитие: западная известняковая фация продолжается в виде краевых рифов по краю северного материка и Зигерландского массива; между ними в Зауэрланде залегает более мелководная фация флинц, а дальше к востоку и в гессенских мульдах — более глубоководная тентакулитовая фация с цефалоподовыми известняками и шальштейнами. В сущности только здесь речь может итти о *геосинклинальном накоплении осадков*. Подобное образование продолжается до различных горизонтов верхнего девона, но заменяется постепенно свитой цефалоподовых известняков, надвигающихся с востока на запад, представляющей исключительно однородное образование и доходящей до горизонта V. Северный материк, а частью вероятно еще и Зигерландская отмель, обозначены каймой красных сланцев, соответствующих выветриванию на суше (Ведекинд *147*, *151*, *152*). Вслед за горизонтом V начинается варисская складчатость, представленная *марсийской фазой*. Здесь характерны интенсивные движения в мульде Лан, а далее к северу и в Зигерландском массиве — синорогенез переменной силы. Привнос красной глины из северного материка (Фослей — циприднно-

[1] Последующее описание основано на обзоре Ведекинда (Salomon, Lehrbuch d. Geol. 1925).

вые сланцы) и песка из нижнего девона Зигерландского массива (песчаники Пён) коренным образом изменяет характер осадочных образований, и цефалоподовые известняки встречаются уже только местами. Эта перемена осадков заметна вплоть до Бельгии (*V, 48, 79, 80, 122*).

В то время как над древним материком известняковая фация возобновляется сразу же, она никак не может утвердиться в восточном направлении и прерывается здесь многократными повторными фазами складчатости, значительными понижениями и изверженной деятельностью. Здесь начинается изменчивая по своему составу типично-орогеническая кульмская фация. По крайней мере в основании перицикловго и глифиоцерасового горизонтов (нассауская и докульм-зелькская фазы) наблюдаются яркие проявления орогенеза. В Гессенской области, по Кегелю, можно установить в общем даже пять бретонских подфаз. Известняки убывают, осадки становятся более грубыми; это особенно ясно на юго-востоке (верхние кульмские граувакки). Определить детально размеры нижне-карбонового осадочного бассейна пока еще трудно, но весьма вероятно, что на востоке он доходил до северного края Зигерландского массива, а на западе концентрировался в области динанской мульды, причем и там и тут он в значительной степени перекрывал северный континент. В восточном крае кульмская впадина распространяется через Келлервальд и захватывает область Лан — Дилль, правда за счет прогрессивного сокращения и обеднения на юге.

Граница с верхним карбоном поразительно слабо выражена.[1] Судетской фазы, по крайней мере на севере, не наблюдается. Дальше к юго-востоку можно допустить ее существование, но высказываться определенно на этот счет нельзя, так как кровля здесь часто отсутствует. Верхний карбон сконцентрирован в северной краевой впадине, в общем довольно однородной; мощность осадков составляет здесь 3 000—7 000 *м*. Морские трансгрессии продолжаются до основания верхне-вестфальских отложений (*C*), между тем как в верхней Силезии они кончаются уже в *A*. Молодые пласты (Писберг) сохранились только на крайнем севере, указывая таким образом может быть на перемещение краевой впадины. С астурийской фазой[2] заканчивается варисский цикл, так как стефанские слои и красноцветная толща отсутствуют здесь повсюду.[3]

Наиболее характерным в общей картине является противоположность северного форланда, т. е. древней глыбы с беспрерывным накоплением известняковых осадков, превратившейся впоследствии в краевую впадину, и центральной области (Зигерланда), затвер-

[1] В общем эпейрогенические изменения начинаются уже по меньшей мере в верхнем визе; так Делэпин считает, что бельгийские верхне-визейские брекчии являются результатом тектонических процессов. Петрографические изменения в западной свите каменноугольных известняков и «вторжение» гониатитов в этой области являются также показателями изменения режима.

[2] Здесь требуется оговорка (см. ниже, стр. 317) — предположительная непрерывность движений в верхнем карбоне.

[3] За исключением южного края — Трир — Саар — Веттерау.

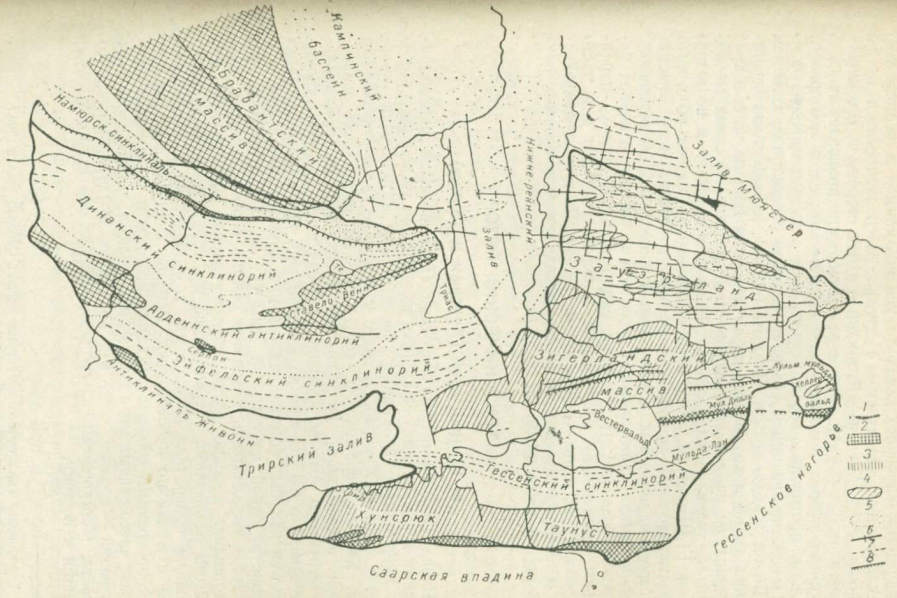


Рис. 91. Тектоническая обзорная карта Рейнских сланцевых гор и Арденн.

Густой пунктир — выходы верхнего карбона; *редкий пунктир* — скрытый верхний карбон; *1* — граница массива; *2* — додевонская суша; *3* - ранне-девонская суша; *4*—седла; *5*—синклинали; *6*—антиклинальные оси; *7*—синклинальные оси; *8*—надвиги, поперечные разломы (схематически).

девшей в период раннего девона, с одной стороны и расположенного между ними глубокого канала с усиливающимся к востоку геосинклинальным развитием — с другой. Здесь повторяется та же разница, что в Англии — Ирландии с одной стороны и Бретани — Нормандии — с другой, причем особое значение принадлежит здесь внутридевонскому поднятию северной Бретани; здесь повторяется также и противоположность восточной и западной верхней Силезии с основной разницей в эпейрогеническом поведении фундамента.

Поэтому здесь нельзя ожидать точного параллелизма изопических линий и позднейшей складчатости; в Бельгии, т. е. в крае материка, он наблюдается до известной степени. В самой геосинклинали условия более сложны. Как подчеркивает в последнее время Г. Шмидт (*V, 124*), можно повидимому хорошо объяснить соседство мощных терригенных осадков (рейнских) и удаленных от берега маломощных цефалоподовых известняков (герцинских), если допустить существование бассейнов и порогов в период накопления осадков.[1] Но границы фаций совсем не строго параллельны позднейшему простиранию, а скрещиваются с ним часто под более или менее острым углом (*V, 58*). Поэтому предположение об эпейрогенических эмбрионах складчатости нельзя еще считать строго доказанным.

4. ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ОБЗОР

а) Южный край (Хунсрюк и Таунус)

Наряду с додевонскими породами (кварцитами и метаморфическими кератофирами) со следами каледонской тектоники в строении южного края принимают участие также и таунусские кварциты и сланцы Хунсрюк, а далее к северу — нижне-кобленцские слои. Характер складчатости еще плохо выяснен. Здесь наблюдается интенсивная, по большей части крутая изоклинальная структура с преобладающим ЮЗ падением.[2] Лапла упоминает однако о СЗ падении на крайнем юге, так что здесь обнаруживается как бы большая мульда или двусторонние чешуи, вышедшие из одной центральной зоны (*V, 91, 92*). Интересно, что по Лепла складчатость кварцитов обычно особая, а именно она представляет плоские волны; поэтому можно предполагать, что процессы скалывания сыграли здесь некоторую роль. Очень ясно выражена поперечная волнистость, т. е. поднятие и погружение седел и мульд по простиранию. Немалое значение принадлежит далее поперечным сбросам с СЗ простиранием и поперечным флексурам, часто связанным с кварцевыми жилами; только часть этих нарушений — древние часть же, по Лепла, позднепалеозойского возраста. Метаморфизм сильнее в додевонских образованиях и усиливается к востоку,

---

[1] Совершенно аналогичное допущение сделал Соболев уже в 1909 г. в отношении Польского среднегорья (ср. ниже).

[2] Хохвальд и Идарвальд.

Эти додевонские образования связаны повидимому с обнажающимся далее к югу спессартским ядром, особенно с кварцито-филлитовой зоной, образующей изоклинальные чешуи к югу. Эта последняя соответствует южному крылу большой мульды, образовавшейся в результате двустороннего сжатия, в ядре которой, залегающем в настоящее время очень глубоко (Веттерау), имеются еще амфиболовые граниты и гранититы. Но в настоящее время вряд ли можно сказать, какие элементы этой структуры каледонские и какие — моложе (ср. гл. VI).

Является ли система Таунус—Хунсрюк настоящей надвиговой структурой, пока тоже еще не ясно. Наличие надвигов в Саарском районе и на западе в направлении мульды Олькенбах не невероятно. В связи с новейшими исследованиями (Микельс, 1926 г. J. Pr. G. L.) нельзя однако считать доказанной точку зрения Герта (1910 г.), считающего южную зону большим надвиговым покровом.

b) Гессенские мульды и Келлервальд

На севере к антиклинальной системе Хунсрюк — Таунус примыкает ясно выраженный синклинорий, простирающийся с СВ на ЮЗ. В пределах этого синклинория наблюдается заметная осевая волнистость, обусловленная тем, что в центральных частях, т. е. в области среднего Рейна и до района к северу от Кобленца, структура состоит только из кобленцских слоев, сплющенных в опрокинутые к северу изоклинальные складки, между тем как на ЮЗ и СВ появляются более молодые слои. Структура юго-западной части, где Рейнские горы вскоре исчезают под пермскими отложениями и триасом Трирского залива, мало изучена; в олькенбахской мульде появляется еще средний девон, надвинутый может быть с юга. На северо-востоке дело обстоит иначе. Перекрытые в значительной степени третичными излияниями Вестервальда оси складок погружаются так сильно на северо-восток, что по краю нагорья обнажаются на значительном протяжении даже кульмские отложения. Между Зигерландом и Таунусом развивается, особенно после среднего девона, типичная геосинклиналь. Альбург уже указывал на то, что верхи среднего девона перекрывают даже нижнекобленцские слои.

Опускание мульды Лан и поднятие краевых областей произошло таким образом в среднем девоне; с ним связано извержение шальштейнов и диабазов и отложение чрезвычайно разнообразных осадков верхнего среднего девона (*V*, 74).

В общем здесь обнаруживается ясное расчленение на юго-восточную мульду Лан и северо-западную — Дилль. Они разделяются седлом Хёрре, особенности строения которого еще очень мало выяснены. Здесь встречаются силурийские кварциты, связанные частично с герцинскими образованиями нижнего девона, перекрытые кульмом и связанные с ним. Мульды Лан и Дилль однако совершенно различны по возрасту и структуре.

Исследования Кегеля показали, что в мульде Лан покровный диабаз самого нижнего карбона залегает несогласно на складчатой

структуре, а верхние кульмские слои, хотя и скрывают в себе несколько нарушений, обнаруживают значительно более пологую складчатость. Это особенно ясно выражено в самом верхнем отделе — гиссенской граувакке, принадлежащей к более высокой части глифиоцерасового горизонта, в основании которого имеется повидимому несогласие визейских слоев, в общем очень редкое.

Детали строения мульды Лан очень сложны, и к северо-востоку по простиранию они становятся все более запутанными. В южном крае над мульдой имеется мощный надвиг нижне-девонской таунусской серии; этот ветцларский надвиг перекрыт кульмом. Внутри мульды в девонском фундаменте наблюдается интенсивная складчатость, перекрытая более пологими нижне-карбоновыми складками. Многочисленные поперечные сбросы с СЮ и СЗ — ЮВ простиранием изменили единство складчатой структуры и придали ей

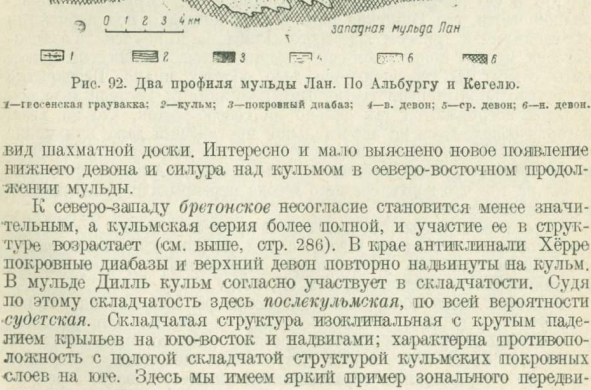


Рис. 92. Два профиля мульды Лан. По Альбургу и Кегелю.

1—гиссенская граувакка; 2—кульм; 3—покровный диабаз; 4—в. девон; 5—ср. девон; 6—н. девон.

вид шахматной доски. Интересно и мало выяснено новое появление нижнего девона и силура над кульмом в северо-восточном продолжении мульды.

К северо-западу *бретонское* несогласие становится менее значительным, а кульмская серия более полной, и участие ее в структуре возрастает (см. выше, стр. 286). В крае антиклинали Хёрре покровные диабазы и верхний девон повторно надвинуты на кульм. В мульде Дилль кульм согласно участвует в складчатости. Судя по этому складчатость здесь *послекульмская*, по всей вероятности *судетская*. Складчатая структура изоклинальная с крутым падением крыльев на юго-восток и надвигами; характерна противоположность с пологой складчатой структурой кульмских покровных слоев на юге. Здесь мы имеем яркий пример зонального передвижения складчатости.

В продолжении этой системы мульд по простиранию, отделенный от нее гессенской триасовой плитой, находится выступ *Келлервальда*, в котором можно найти много аналогичных черт. В основ-

ном и здесь также господствуют снова лежачие складки с чешуями на юг и сложной плойчатостью; в промежутках появляются силурийские обнажения с древним каледонским несогласием.

Бесчисленные поперечные нарушения с СЮ и СЗ — ЮВ простиранием чрезвычайно усложняют структуру; принимая во внимание, что и стратиграфия этой области не выяснена еще целиком, расшифровка тектоники представляет необычайные трудности. Общий порядок таков, что на северо-западе находятся более или менее нормальные кульмско-девонские складки, за которыми следует на юго-востоке силурийская область, перекрытая дальше повидимому несогласно кульмскими отложениями (Денкман, *V, 23*).

Выраженная аналогия гессенских мульд с Келлервальдом, своеобразное залегание силура, связанного закономерно с известняковым (герцинским) нижним девоном, который появляется отчасти и в продолжении гессенских мульд по простиранию (Марбург, Гиссен), а не только в крыльях, навели Коссмата (*XII, 21*) на мысль о том, что здесь мы имеем дело с защемленными остатками большого покрова, надвинутого с юго-запада на систему мульд. При таком понимании пришлось бы конечно сильно изменить все вышеприведенные выводы об отдельных несогласиях и их возрасте. Высказаться определенно об этом предполагаемом покрове пока еще невозможно; одни только фациальные данные вряд ли являются решающими, так как они могут получить свое объяснение, если допустить образование различных фаций в бассейнах и на порогах.

c) Зигерландский массив

С северо-запада вышеописанный синклинорий ограничен большим эллиптическим куполообразным поднятием зигенских слоев, которые погружаются вместе с ним на юго-западе и северо-востоке. На юго-западе в кровле снова появляются кобленцские слои, которые перекрываются вскоре мезозоем. На северо-востоке массив погружается «как нос затонувшего корабля» (Коссмат), и наверху появляется более или менее нормальная система складок более высокого девона и кульма, представляющая собою продолжение восточных частей гессенских мульд и входящая по простиранию в упомянутую СЗ часть Келлервальда.[1]

Внутри массива, состоящего главным образом из низов нижнего девона (зигенские слои), наблюдается повидимому не особенно интенсивная складчатость, простирающаяся с СВ на ЮЗ (*V, 119*). Ввиду того, что стратиграфия этой мощной, но чрезвычайно однородной серии еще далеко не выяснена, в настоящее время пока очень трудно говорить о некоторых деталях структуры. Это прежде всего касается надвигов, из которых один проходит повидимому

[1] Эта система начинается к северо-западу от мульды Дилль закфейфским надвигом среднего девона на кульм; далее следует мульда Ласп, седло Бедельхёуз, мульды Эльзофф и Арефельд и наконец узкое настоящее ядро массива (восточно-зауэрландское седло), раздвоенное окончание которого погружается на востоке под нижний девон. Северные элементы относятся уже к зауэрландскому синклинорию (ср. карту, *V, 167*).

по северному краю массива, между тем как другой (нидершельдский надвиг) может быть прослежен далеко по простиранию в центральных частях, и покровы его достигают 2 *км (V, 25)*. Имеется ли надвиг в северном крае, зависит по существу от того, куда относить верзеские слои; если они действительно принадлежат к самому нижнему девону (жединский ярус), то здесь приходится допустить значительные надвиги. Денкман считал, что надвиги моложе складчатости, и особенно подчеркивал отклонение в простирании складчатости с одной стороны и надвигов и сланцеватости — с другой, но считать этот факт доказанным в региональном масштабе пока нельзя. Безусловно моложе складчатости поперечные передвижки, которые совпадают здесь часто с промышленными жилами шпатового железняка и простираются преимущественно с СЗ на ЮВ. Денкман *(V, 26)* считал, что жилы шпатового железняка изменены местами девонскими диабазами, и что предположительно связанное с ними сферосидеритовое оруденение нижнего девона заменилось впоследствии в среднем девоне колчеданным оруденением; на этом основании он пришел к заключению, что зигерландская складчатость досидеритовая, т. е. нижнедевонская.

Квиринг *(V, 113, 187)* пошел еще дальше и различил следующие фазы: I — главная складчатость — донижне-кобленцская; II — растяжение, поперечные разломы; III — мелкая складчатость; IV — надвиг; V — растяжение, жилы шпатового железняка, связанные с кератофирами верхне-кобленцского яруса; VI — растяжение с диабазовыми жилами — доверхне-девонское; VII — варисские чешуи и надвиг. Эта чисто теоретическая дедукция еще не обоснована и оспаривалась в особенности Хенке *(V, 57)*; часть этих процессов вполне могла происходить одновременно. Вся досидеритовая складчатость Денкмана бездоказательна, потому что единственное *прямое* доказательство — метаморфизм шпатового железняка — недостаточно, диабазы могут быть и кульмскими. Судя по Бреддину, вся суть в том, что дело касается здесь вообще не диабазов, а третичных базальтов *(V, 13)*.

С другой стороны нужно помнить, что трансгрессивное залегание среднего девона над зигенскими слоями на севере свидетельствует в пользу вероятности ранне-девонского поднятия Зигерландского массива, задерживающее влияние которого постоянно сказывалось в дальнейшем. Важно также, как указал недавно Борн,[1] что рассланцевание нижнего девона ничтожно, или же его вовсе не наблюдается, что можно объяснить малой мощностью молодых покровных пластов. Тождественно ли это раннее поднятие с первой орогенической фазой, т. е. со складчатостью, в настоящее время еще неизвестно, так как не доказано угловое несогласие верхнего девона. Здесь следует еще раз указать на аналогичные условия в северной Бретани, которая поднялась также до среднего девона.

[1] Die Druckschieferung im varistischen Gebirgskörper. Fortschritte Geol. u. Pal. VII, 22, 1928.

d) Синклинорий Эйфель — Зауэрланд

Эта крупная мульда особенно важна для понимания тектоники, поскольку в ней особенно ясно сказалось влияние Брабантского массива на северо-западе и Зигерландского массива на юго-востоке.

В западной арденнской части эйфельская синклиналь сначала узкая; ее южный край состоит из кембрийских образований Живонн, надвинутых здесь, повидимому на синклиналь; северный край образован кембрием Рокруа, относящимся к Арденнскому массиву. Залегающий в промежутке и собранный в складки нижний девон простирается почти с востока на запад. К западу синклинорий расширяется и углубляется, т. е. ось его падает к востоку. Расположение почти симметричное, т. е. в южном крае имеется тенденция к надвигу на север, а в северном наблюдается ступенчатое или флексуроподобное расположение мелких складок, опрокинутых местами на юг (рис. 93). В центре господствует крутая мелкая плойчатость *(V, 25, 68)*.

Дальше средний девон обнажается в ядре мульды, и в то же время простирание отклоняется к северо-востоку, параллельно массиву Венн-Ставло, также сворачивающему на северо-восток. Одновременно синклинорий распространяется и разрешается своеобразной системой эйфельских мульд, в ядре которых самым высоким стратиграфическим элементом являются низы верхнего девона (бюдестеймские сланцы). Здесь находится самая глубокая зона погружения оси; к северо-востоку, т. е. в направлении к Рейну, нижний девон снова поднимается и на оси мульд. Таким образом синклинали Эйфеля соответствуют поперечной мульде с почти северо-южным простиранием, которая дает себя знать и на севере погружением Веннского массива на Рейне и на юге переходит в мезозойский Трирский залив, глубоко врезывающийся в массив *(V, 111, 112, 114)*.[1]

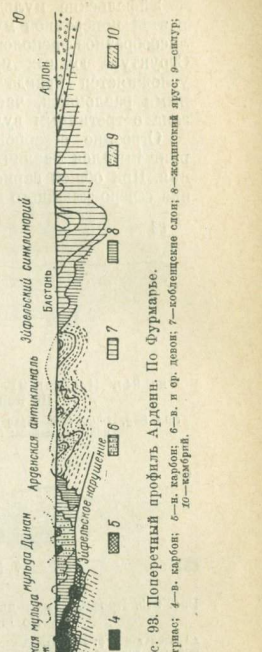


Рис. 93. Поперечный профиль Арденн. По Фурмарье.

1—третичные отложения; 2—мел; 3—юра и триас; 4—в. карбон; 5—н. карбон; 6—в. и ср. девон; 7—кобленцские слои; 8—эйфельский ярус; 9—сигур; 10—кембрий.

[1] Хотя, судя по этому, образование этой мульды более позднее, вся структура могла все же подвергаться уже палеозойским влияниям.

Эйфельские мульды по простиранию стоят под косым углом к этой поперечной мульде, и в них наблюдается своеобразное кулисообразное расположение: они как бы замирают с юга на север.[1] Структура южных мульд повидимому относительно проста; она усложняется правда многочисленными поперечными и продольными разломами, часть которых позднего происхождения и связана с третичным вулканизмом.

Строение северной сётенихской мульды очень сложно. Квиринг пытался различить здесь палеозойские и третичные нарушения. При общей варисской структуре важно повидимому погружение северо-западного края мульды по нарушениям вдоль простирания и разнообразное опрокидывание юго-восточного края. В юго-восточном крае местами наблюдается простое воздымание, частью опрокидывание с образованием чешуй, частью образование одной — двух краевых складок с надвигами, доходящими до ядра мульд. Отдельные части разделяются поперечными нарушениями, тоже повидимому древними. Третичные влияния выражаются ступенчатым погружением по СЮ линиям и постумными вертикальными движениями по поперечным сдвигам.

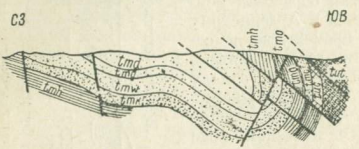


Рис. 94*a*. Профиль мульды Сётених (Эйфель). По Квирингу.

tmd, tmg, tmw, tmk—верхи ср. девона; *tmh, tmo, tmc*—низы ср. девона; *tuc, tut*—н. девон.

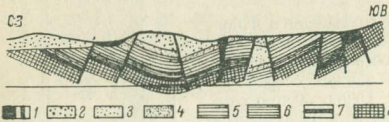


Рис. 94*b*. Профиль мульды Герольштейн (Эйфель). По Рауфу.

1—базальт и туф; *2*—пестрый песчаник; *3*—нижний стрингоцефаловый известняк; *4*—криноидные слои; *5*—слои с *Calceola*; *6*—культриугатовые слои; *7*—красный железняк; *8*—верхне-кобленцские слои.

Для области правого берега Рейна получается таким образом сравнительно узкое сжатие на западе, т. е. в хинтерланде Арденн, и расширение, расщепление и распространение волн складчатости на востоке, связанное с надвигами с юго-востока и веерообразными поперечными сдвигами с СЗ простиранием.

По ту сторону широкой третичной впадины Рейнской долины картина резко изменяется. В Зауэрланде простирание становится

[1] С юга на север можно различить мульды: Мурленбах, Герольштейн, большую мульду Прюм Гиллесхейм, Ардорф, Архютте, Бланкенгейм и Сётених, распадающиеся отчасти на особые складки. Настоящее ядро мульд продолжается в верхнем девоне гиллесгеймской мульды.

опять ВСВ, а падение оси снова — восточным. Получается отчетливое впечатление изгиба синклинория Эйфель — Зауэрланд в форме буквы S, вызванного Зигерландским массивом.[1]

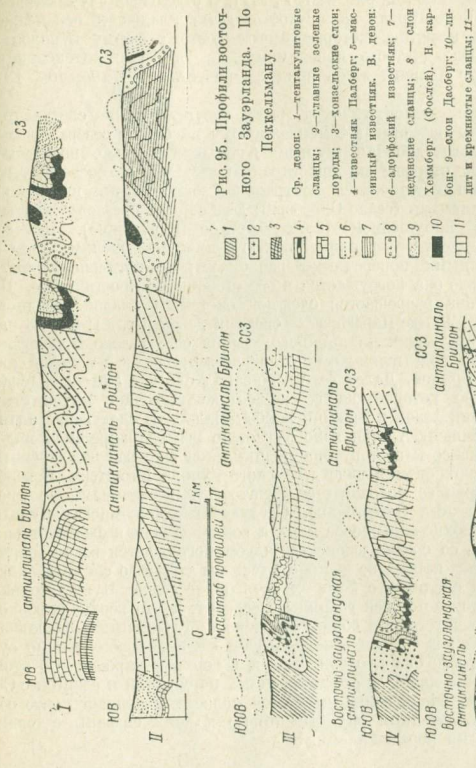


Рис. 95. Профили восточного Зауэрланда. По Неккельманну.

Своеобразно в этой структуре то, что хотя оси антиклиналей погружаются в общем к ВСВ, исчезновение их в более южных антиклиналях происходит всегда дальше к востоку. Этим объяс-

[1] На это указывал уже Э. Зюсс, который проводил сравнение с границей восточных и западных Альп (*XII*, 37).

няется своеобразное ступенчатое распространение нижнего карбона к юго-востоку, которое бросается в глаза на всех обзорных картах. Важно кроме того, что антиклинали Зауэрланда заметно сближаются к востоку (см. рис. 91 и *V*, *167*). В отдельных случаях здесь наблюдается повторная волнистость осей складок и перемежаемость седел и мульд, которые имеют поэтому форму куполов и котловин. Складчатость повидимому не особенно интенсивная; значительные надвиги здесь вряд ли известны (*V*, *105*, *106*, *131*, *157*).

Отдельные элементы могут быть сгруппированы следующим образом с юга на север: к Зигерландскому массиву с севера примыкает глубокая двойная мульда Аттендорн-Эльспер, поднимающаяся в обе стороны по простиранию, так что к северо-востоку господствующей становится центральная опрокинутая на северо-запад антиклиналь (седло Ольсберг); дальше она срезается крутым поперечным нарушением (альтенбюрское нарушение). На северо-западе следует антиклиналь Эббе с нижне-девонским ядром и многочисленными поперечными разломами; в противоположность южной мульде она погружается в обе стороны по простиранию. На юго-западе она разрешается сложной системой складок западного края (мульда Линде-Парффрат — средний девон и т. д.); в ВСВ направлении эта антиклиналь продолжается еще далеко и исчезает окончательно под кульмскими отложениями средне-девонской антиклинали Брилон. Далее на северо-запад следует люденшейдская мульда, ядро которой на северо-востоке включает выдвинутый к югу верхний девон и нижний карбон Бальв. В следующей антиклинали Ремшейд-Альтен ясно выражено региональное ВСВ падение осей. Далее к востоку она поднимается еще раз под связным кульмским покровом в виде девонского купола Варштейн. Северо-западный край ее усложнен складчатостью и разломами по простиранию (грабен Остергольц). Следующая герцкэмпская мульда имеет уже верхне-карбоновое ядро, а северо-западная фельбертская антиклиналь со средне-девонским ядром погружается вскоре периклинально под карбон на востоке. Здесь мы дошли до системы складок краевой впадины, о которых речь будет ниже. Нужно только отметить, что настоящей границы здесь нет, и что верхне-карбоновые складки залегают в общем согласно с фундаментом. Складчатость Зауэрланда нельзя таким образом считать безоговорочно судетской, так как она продолжается и в верхнем карбоне. Об этом речь будет еще ниже. Число поперечных нарушений и сдвигов с СЗ простиранием очень велико и в этой области и придает карте совершенно рассеченный вид. Некоторые из них связаны с очень значительными передвижками.

е) Арденнская складчатость и впадина форланда

В этом краевом горном массиве наблюдается резкая разница между правобережьем и левобережьем Рейна.

В области левого берега Рейна можно провести расчленение на

несколько крупных элементов, а именно с севера на юг (*V, 35, 40*):

Кампинский бассейн
Брабантский массив } Слабая каменноугольная складчатость
Намюрская мульда с верхним карбоном
Хребет Кондроз с силуром
Мульда Динан—нижний карбон; верхний карбон—только реликты
Арденнский массив.

Рис. 96. Бельгийский надвиговый пояс. По Фурмарье (из Kober, Bau der Erde).

1—угленосная свита; *2*—каменноугольные известняки; *3*—фаменский ярус; *4*—франский, живетский и кувинский ярусы; *5*—нижне-девонские отложения; *6*—силурийско-кембрийские отложения; *7*—сбросы; *8*—минимальное распространение шарриажа динанского бассейна на бассейн Намюр; *9*—вероятное распространение угольных пластов по данным бурения в Жюлленвилле.

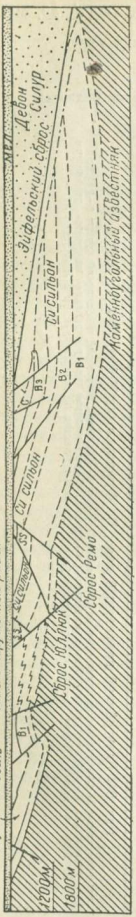


Рис. 97. Профиль угольного бассейна Валансен. По Дефлину. Из Штутцера (Stutzer, Nichterze).

Последние четыре элемента огибают южный край Брабантского массива в виде очень плоской буквы V; сжатие здесь самое сильное. Уже близ Аахена, где простирание становится северо-восточным, расчленение не вполне ясно, так как главные антиклинали погружаются по простиранию. В области правого берега Рейна они совершенно исчезают, и синклинали соединяются, образуя складки вестфальской краевой впадины, которая с своей стороны, как было сказано выше, не может быть резко отграничена тектонически от зауэрландского синклинория. Рассмотрим сначала область левого берега Рейна (см. рис. 93).

Тектоника *Кампинского бассейна* мало исследована. Он представляет собою повидимому очень пологую мульду; пока только южное крыло ее вскрыто бурением. Запутанность структуры объясняется молодыми СЗ — ЮВ нарушениями, перешедшими в большом числе по простиранию из области нижнего Рейна. О структуре *Брабантского массива* также можно сказать лишь очень мало *(V, 37)*. Интенсивная складчатость с господствующим ВЗ простиранием — каледонская; перекрывающая ее несогласно верхне-девоно-карбоновая серия залегает довольно полого; вся область относится к форланду.

Намюрская мульда имеет в западной французской части ЗСЗ простирание, а в центре — восточно-западное и отклоняется на востоке к северо-востоку; мульда Вурм Аахенской области весьма вероятно является ее продолжением. Это в высшей степени несимметричное образование по существу представляет собою еще складчатый форланд, что сказывается главным образом в отсутствии нижнего девона. Интенсивная специальная складчатость представлена повсюду опрокинутыми на север антиклиналями, образующими скопление близ южного крыла. Это сильное «смятие» южного крыла можно проследить вплоть до мульды Вурм.

Очень интересно, что, по Фурмарье, складчатость каменноугольного известняка относительно простая, между тем как в низах верхнего карбона господствует сложная

специальная плойчатость, которая снова упрощается в верхних горизонтах. Очень характерны многочисленные продольные нарушения в верхнем карбоне по большей части с падением на юг и все более пологие с глубиной (листрические поверхности); впоследствии эти нарушения были частично собраны в складки. Складчатость таким образом явно дисгармоничная.

В южной части мульды в Бельгии над верхним карбоном сохранились во многих местах утесы более древних пород; уже на этом основании можно установить все значение *большого надвига*, который передвинул на значительное расстояние мульду Динан и надвинул ее на намюрскую мульду. Силурийская *антиклинальная зона Кондроз*, разделяющая обе синклинали, сохранилась только в центральной полосе, на западе она переходит в пологий надвиг южного сброса (Faille du Midi), который продолжается до Булони, а может быть и вплоть до Мендип. Нижний девон надвинут здесь на продуктивный карбон намюрской мульды. На востоке она образует так называемый эйфельский сброс, — продолжение зоны Кондроз.

Условия здесь сильно усложняются. К востоку от р. Урт ось мульды Динан поднимается в северо-восточном направлении, и под ее нижне-девонскими образованиями обнажается отделенное от нее пологими нарушениями треугольное «*окно Тё*» (Theux). Здесь обнажаются верхний и нижний карбон, образующие фацию, соответствующую не мульде Динан, а северной Намюрской области. Что карбон Тё носит характер «окна», можно считать в настоящее время доказанным; ограничивающие его нарушения представляют собою продолжения очень пологого, слабо волнистого эйфельского нарушения. Фурмарье *(V, 38, 39, 40, 41)* допускает в последнее время, что здесь мы имеем даже два покрова, так как верхний карбон (Форж Тири) перекрыт надвигом нижнего карбона окна Тё. Таким образом можно повидимому считать доказанным, что *мульда Динан была передвинута здесь на несколько десятков километров к ССЗ.* К северо-востоку оси антиклиналей снова погружаются, и девонско-карбоновый массив Вэдр кажется прямым продолжением мульды Динан. Соответственно этому нужно допустить, что мульда Инде в районе Аахена с ее сложными вторичными складками является продолжением мульды Динан. Но указаний на такой значительный переброс складок здесь все же не имеется. Мульда Инде надвинута правда антиклиналью Аахен-Буртшейд на мульду Вурм, а на нее в свою очередь надвинуты с юга многочисленные чешуи массива Венн, но размеры надвигов повидимому не так велики. Получается впечатление, что сворачивающее к северо-востоку нарушение Эйфель расщепилось на множество мелких поверхностей движения *(V, 63)*.

Сама *мульда Динан* представляет собою очень сложную крупную синклиналь, которая резко отличается по своей структуре от намюрской мульды. Падение северного крыла очень крутое с флексуроподобными ступенчатыми складками, которые могут оканчи-

ваться крутыми надвигами; местами имеется тенденция к опрокидыванию на юг. Центральная часть состоит из многочисленных тесно сжатых синклиналей каменноугольного известняка в верхнем девоне, между тем как на юге преобладает опять ступенчатое воздымание с тенденцией к опрокидыванию складок на север. Таким образом структура более или менее симметричная и напоминает скорее южную мульду Эйфель, чем намюрскую мульду. Начиная приблизительно от Динана простирание сворачивает к северо-востоку, и, как было уже упомянуто, мульда поднимается, так что на линии Пепинстер — Спа ее фундамент — «окно Тё» — выходит на поверхность. Далее к северо-востоку ось снова погружается, и ядро синклинали может находиться в относительно симметричной мульде Инде к югу от Аахена. Следует однако подчеркнуть, что эта последняя ограничена на севере и на юге сложной системой чешуй с движением на север, а на юго-западе, т. е. в массиве Вэдр, она делится на несколько мульд с пологими северными и крутыми южными крыльями. Структура и здесь также усложняется многочисленными СЗ разломами, связанными с третичным опусканием Рейнской долины. Получается впечатление, что к югу от подпруживающего Брабантского массива имел место крупный и однородный надвиг, в то время как на его юго-восточной границе продвигающиеся волны складок разрешились системой чешуй. Фурмарье допускает, что надвиги моложе складчатости.

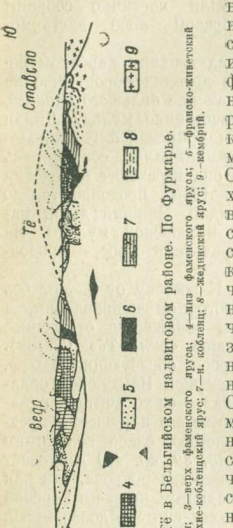


Рис. 98. Окно Тё в Бельгийском надвиговом районе. По Фурмарье.

1—верхний карбон; *2*—нижний карбон; *3*—верх фаменского яруса; *4*—низ фаменского яруса; *5*—франско-живетский ярус; *6*—эйфельско-верхне-кобленцский ярус; *7*—*8*—кобленц; *8*—жединский ярус; *9*—кембрий.

Арденская антиклиналь, отделяющая на юге мульду Динан от эйфельского синклинория, состоит из нижне-девонских отложений, в которых залегают три кембрийских купола, образованных в период каледонской складчатости: западный массив Рокруа, маленький центральный массив Серпон и восточный массив Ставло-Венн, состоящий из двух главных антиклиналей и резко сворачивающий к северо-востоку (см. рис. 91 и 93). Общая перемена простирания к северо-востоку выражена здесь так же ясно, как в мульде Динан и эйфельском синклинории. Массив Венн в районе Аахена образует отчетливые чешуи, надвинутые на се-

верную мульду Инде, и погружается затем к северо-востоку так же, как в южном эйфельском синклинории.

Продолжение его на правом берегу Рейна в Рейнской долине, ограниченной молодыми или по крайней мере пермскими СЗ разломами, было обнаружено только бурением. Разломы делят промежуточную область на горсты и грабены с СЗ—ЮВ, а частью

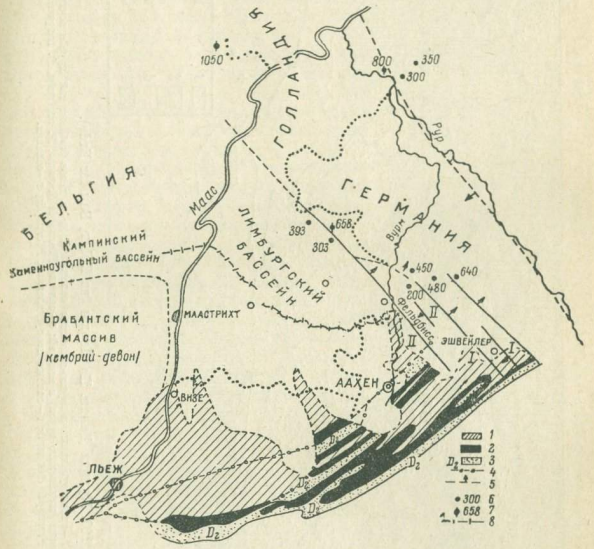


Рис. 99. Карта Аахенского угольного района. По Данненбергу.

1—продуктивный карбон; *2*—каменноугольный известняк; *2*—в. девон (фаменский ярус); *4*—надвиг; *5*—сброс; *6*—угленосная свита вскрыта бурением на глубине 300 *м*; *7*—угленосная свита не достигнута на 658 *м*; *8*—приблизительная граница лимбургского бассейна; *I*—Штольберг-Эшвейлер (бассейн Инде); *II*—бассейн Вурм.

и ВЗ простиранием, в которых верхний карбон был достигнут лишь частично. Местами имеются повидимому и поперечные седла (Гельдерн-Ворринген), в которых выступают нижние горизонты (*V, 34, 84, 161, 162, 163*). Что региональное СВ простирание удерживается и дальше, подтверждается тем, что и на правом берегу Рейна граница верхнего карбона передвинута далеко на север. Но там, где древние породы обнажаются снова среди молодых осадочных образований (между Эльберфельдом и Дуисбургом), структура совершенно иная, чем в районе Аахена; сохраняется только

падение оси на восток. Докарбоновые ядра отсутствуют, если не считать антиклиналь Фельберт за погружающийся конец зоны

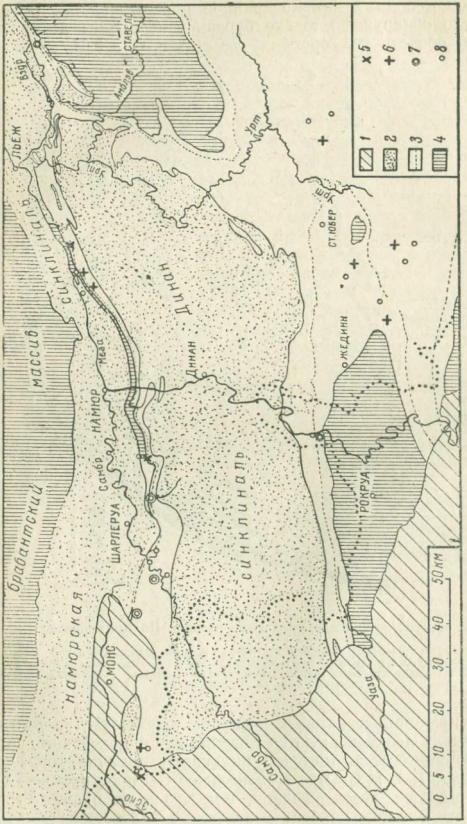


Рис. 100. Мульда Динан. По Лерин (из Kober, Bau der Erde).

1—мезозой Парижского бассейна; 2—каменноугольные и верхне-девонские отложения: а—н. девон (кобленцский ярус и верхне-кельтский ярус); 4—силур (нижние низы жединского яруса) и кембрий; 5—залежи *Pterispis Crouchi*, *P. rostrata*, *P. trapezium*; 6—залежи *Pterispis dentata*; 7—залежи неопределенных *Pterispis*; 8—солеяна.

Кондроз (аахенская антиклиналь); региональное простирание становится снова ВСВ—ЗЮЗ.

Структура верхне-карбоновых гор правобережья р. Рейна основана повидимому на том, что вся область представляет собою систему складок с ВСВ — ЗЮЗ простиранием, которые могут быть прослежены на большое расстояние; сначала эти оси падают на восток, но, начиная с линии Дортмунд — Вальтроп, они снова поднимаются, прежде чем исчезнуть окончательно под меловым покровом восточного Мюнстерского залива *(V, 83, 86, 87, 88, 157)*. Эти складки представляют чередование относительно широких мульд и узких седел; интенсивность складчатости убывает с юго-востока на северо-запад; одновременно в ядрах мульд обнажаются все более высокие горизонты, так что ось всего синклинория к северу от вскрытой каменноугольной зоны должна залегать под мезозойским покровом. При этом следует может быть вспомнить об области Писберг — Иббенбюрен, приподнятой уже впоследствии, где интенсивность карбоновой складчатости во всяком случае ничтожна. Особенностью этой складчатости является относительно простая структура верхних горизонтов, между тем как в нижних наблюдается интенсивная плойчатость и «зигзагообразная складчатость». Бётхер *(V, 11)* считает это доказательством того, что складчатость началась уже в период накопления осадков; он основывается на точке зрения Лемана *(V, 89, 90)*, который думал, что складчатость верхнего карбона была вызвана опусканием трога в этой области в период накопления осадков. В последнее время к этой точке зрения примкнул также и Р. Бертлинг *(V, 7)*, который особо подчеркивает тот факт, что мощность пластов в мульдах больше, и что песчаники часто замещены здесь сланцеватыми глинами. Нужно напомнить, что аналогичные явления известны в Намюрском бассейне, но там они относятся скорее на счет дисгармонической складчатости (ср. стр. 312—313). Если допустить предположение о связи складчатости с толчкообразными опусканиями

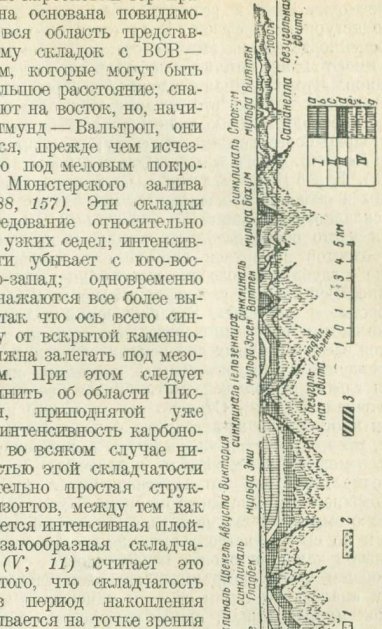


Рис. 101. Профиль Вестфальского каменноугольного бассейна. По Кукуку, 1926.

1—мел; *2*—пестрый песчаник; *3*—цехштейн; *I*—газово-пламенный уголь; *II*—газовый уголь; *III*—жирный уголь; *IV*—тощий уголь; пласты: *а*—Бисмарк; *б*—Цолльферейн; *в*—Катарина; *г*—Зонненшейн; *е*—Мюзегиат; *ƒ*—Главный пласт; *g*—Зенгсбанк.

и выжиманиями краевой впадины, то ясно, как указывал Бертлинг, что не может быть и речи об ограничении складчатости одной только астурийской фазой. В настоящее время однако еще преждевременно делать на этом основании какие-либо общие выводы, хотя имеются аналогичные наблюдения и из других угольных бассейнов. Что известная тенденция к опрокидыванию складок на север имеется налицо, это доказывается прежде всего надвигами по простиранию, которые сконцентрированы на юге и становятся значительно более редкими к северу; размеры передвижек достигают здесь 1,2 даже 2,5 *км* (надвиги Сатанелла, Сутан, Гельсенкирхен). Как в Бельгии, так и здесь поверхности надвигов отчасти собраны в складки, что говорит за то, что они образовались в период складкообразования (*V*, *86*, *87*, *110*). Наряду с ними встречаются часто обширные листрические поверхности, т. е. поверхности сдвигов в верхнем карбоне с падением на юг, все более пологие с глубиной, подобные тем, которые известны в Намюрском бассейне. Вся область разбивается наконец СЗ—ЮВ нарушениями на «горсты» и «грабены». Эти нарушения являются только частью вертикальными сбросами позднейшего времени. Очень часто дело касается здесь типичных поперечных сдвигов, т. е. горизонтальных передвижений с горизонтальными штрихами скольжения; юго-западная глыба по большей части бывает перемещена при этом на северо-запад (*V*, *139*). Судя по этому, данное нарушение древнее, причем частью дело касается здесь первичных вертикальных нарушений, превратившихся впоследствии в поперечные сдвиги, частью же здесь может быть и обратное положение.

Вполне возможно, что по отношению к фундаменту складчатость верхнего карбона дисгармоничная, хотя разница здесь и не так резко выражена как на западе, где этот фундамент отличается также и по своему петрографическому характеру, будучи образован плитой каменноугольных известняков.

В общем эта область имеет характер типичной краевой впадины и аналогична таким образом намюрской мульде, а не более глубокой мульде Динан, принадлежащей к собственно варисской структуре. Ослабление подпруживающего действия Брабантского массива, погружающегося к востоку, вызывает более широкое и более простое развитие волн складчатости.

5. СТРУКТУРА РЕЙНСКИХ ГОР

Самым характерным моментом тектонической структуры Рейнского массива является наличие ряда имеющих одинаковое значение крупных элементов, обусловленных *включением в них более древних и более устойчивых ядер;* таковы: Брабантский массив на северо-западе, Зигенская глыба на юго-западе и вероятно Хунсрюк — Таунус на юге; последний следует считать северным краем центрального варисского массива (см. рис. 91).

Складки, переходящие из Арморики, отклоняются под действием выдающегося на юг Брабантского массива сначала на восток, а затем на северо-восток. Здесь в Бельгии — самая сильная задержка,

которая приводит к обширному перекрытию форланда. Далее к востоку складчатость может распространяться к северу без задержек, на юге же она нарушается Зитерландским массивом. Следствием является поперечный изгиб в виде буквы S северных синклинориев, ясно выраженный в эйфельских мульдах и в образовании северо-западных чешуй Веннского массива; это *поперечная флексура в пластичном материале*, аналогичная зоне сдвигов на западном берегу Нормандии (стр. 198—199), но ее можно сравнить также и с большими поперечными нарушениями внутренней зоны. Образование чешуй в Арденнах и положение эйфельских мульд напоминают связь сланцевой области долины р. Эльбы с восточно-саксонским поперечным сдвигом. Эйфельский синклинорий, передвинутый к северо-востоку, и намюрская краевая впадина распространяются и уплощаются в Зауэрланде и Рурской области, принимая местами характер «брахи»-складчатости.

Зато к югу от Зигерландского массива развивается глубокая геосинклиналь гессенских мульд с интенсивной чешуйчатой структурой, которая становится главным элементом складчатости и переходит через Келлервальд в Гарц. Возможно, что и в восточном крае Зигерландского массива снова имеется поперечное нарушение, которое находит свое выражение в сложных поперечных разломах Келлервальда и в новом отклонении простирания на северо-восток. Эта сложная южная зона является во всяком случае компенсацией уплощения складчатости к северу от Зигерландского массива.

В этом задерживающем действии древних затвердевших областей заключается также аналогия с Арморикой, северные части которой (ирландские складки форланда, корнуолская зона, Нормандия и Бретань до синклинория Брест-Лаваль) можно сравнить тектонически с Рейнскими горами, между тем как южная Бретань соответствует внутренним элементам, расположенным к югу от Таунуса. Брабантский клин соответствует моменту перехода арморикансного простирания в варисское; столкновения здесь нет, так же как и во внутренних зонах.

Основная разница с Арморикой заключается в почти полном отсутствии варисских интрузий. Нужно однако принять во внимание, что в Бретани обнажены более глубокие горизонты, так как там во многих местах альгонкий выходит на поверхность. Как было указано в свое время, главное распространение гранита связано с альгонкскими нарушениями. *Там, где можно предполагать наличие таковых в Рейнских горах*, как например около Ламмерсдорфа в массиве Венн, *там появляются и граниты*, но значительно более интенсивное накопление осадков скрывает здесь выходы глубинных масс.

6. МИНЕРАЛЬНЫЕ РЕСУРСЫ РЕЙНСКОГО МАССИВА И ПРИЛЕГАЮЩИХ ЧАСТЕЙ КРАЕВОЙ ВПАДИНЫ

Уголь и железо наиболее характерные полезные ископаемые для этой части варисских гор. Остальные руды, которые встречаются здесь, являются либо побочными в определенных железорудных

месторождениях, либо же связаны с древним массивом только пространственно, а не по возрасту и принадлежат к значительно более молодым ассоциациям, как например часть большой свинцово-цинковой провинции нижнего Рейна. Обогащенный материал таким образом по существу тот же, что в английском шельфе, но формы залегания совершенно иные. Каустобиолиты распространены не по всей области, а сосредоточены в узкой позднe-карбоновой полосе опускания внешнего края, где они представлены зато необычайно мощной однородной свитой и концентрация их совершенно неслыханная. Важнейшие железные руды — древние, т. е. они относятся к подготовительному циклу варисского орогенеза, с изверженным компонентом которого они находятся в прямой или непрямой связи. Особая тектоника и иной возраст по сравнению с британским шельфом являются причиной большей промышленной ценности рейнских железорудных месторождений.

Каустобиолиты. Начиная от Булони и до восточного обрыва Рейнских сланцевых гор, каменноугольный пояс северного края представляет собою единое целое; здесь наблюдаются только местные поверхностные перерывы вследствие перекрытия более молодыми породами (северная Франция) или позднейших изверженний (нижний Рейн). Угленосность концентрируется в общем в среднем вестфальском ярусе верхнего карбона; намюрский ярус не имеет никакого промышленного значения, а стефанский отсутствует повсюду. Можно считать за общее правило, что количество богатых газом углей увеличивается кверху, хотя вполне ясно это выражено только на правом берегу Рейна. Далее к западу, в связи с более запутанной тектоникой, наблюдаются некоторые исключения.

Северная французская часть. Непосредственно у канала находится маленькое месторождение Булонь, которое является как бы связующим звеном с английским Кентским бассейном. Здесь известен только верхний отдел вестфальского яруса, представляющий собою свиту пластов мощностью около 300 *м* с 6—8 угольными пластами, общей мощностью 5—7 *м*. Уголь очень богат газом (36—38% летучих). Запасы оцениваются здесь (1913 г.) в 10 млн. *т* вероятных и 50 млн. *т* возможных (ср. стр. 294—296).

Далее к юго-востоку располагается связная полоса угольных месторождений, которая простирается от острого конца близ Флешинэлль через Льевэн, Ленс и Дуэ до бельгийской границы. Каменноугольная формация залегает почти везде под мелом и образует сложную мульду, ширина которой на поверхности не превышает 12 *км*. Действительная ширина ее может быть больше, так как южное крыло перекрыто повсюду крупным надвигом (южный сброс — Faille du Midi). В западных частях мощность незначительная (Флешинэлль — 350 *м*; Льевэн — 1 300 *м*), причем верхние части представлены жирными и газовыми углями. Близ Льевэн число пластов доходит до 51; они делятся на четыре основные пачки, общей мощностью около 47 *м* угля. К западу мощность свиты возрастает. Близ Денэна она составляет до 1 850 *м*, а у Валансьена до 2 675 *м*. Здесь в основании появляются тощие и на ¼ и на ½ жирные угли с 9—18% летучих. Близ Денэна насчи-

тывают 64 пласта с 40,8 *м* угля; близ Валансьена 77 пластов с 50,3 *м* угля. Общий запас угля этого бассейна оценивается (1913 г.) в 3 790 млн. *т* достоверных, 3 010 млн. *т* вероятных и 2 720 млн. *т* возможных. Добыча 1924 г. составила 20,9 млн. *т* (рис. 102; см. также рис. 97).

Бельгийская часть. Здесь можно различить три отдельных полосы:

Южная залегает в мульде Динан и состоит из изолированных эрозионных остатков верхнего карбона над каменноугольным известняком. Практического значения эти незначительные остатки не имеют.

Вторая полоса соответствует продолжению французских углей и лежит в намюрской мульде. Сложная тектоника не позволяет дать здесь сводное изображение. В добавление к стратиграфиче-



Рис. 102. Верхне-карбоновая мульда Бельгии и северной Франции (из Stutzer, Nichterze).

ской характеристике (см. стр. 294) можно дать следующее описание (сверху вниз):

Свита Фленю. Представлена только на западе, где мощность ее достигает 1 020 *м*. Содержит 45—68 пластов с 27—36 *м* угля. Уголь богат газом (25—35% летучих).

Свита Шарлеруа. Главный угольный горизонт. Мощность на западе 1 200 *м*, на востоке только 275 *м*. На западе (от Шарлеруа до Льежа) пластов больше всего, и общее число их доходит до 20—40 при 16—26 *м* угля; на востоке (Эрв) имеется только 7—9 пластов с 5—6 *м* угля. Содержание газа увеличивается к востоку (на западе 11—20% летучих, на востоке 12—21%).

Свита Шатлэ. На западе 280 *м*, на востоке 450 *м*, 1—5 пластов с 0,4—2,3 *м* угля. На западе 10% летучих, на востоке — 12—18%.

Свита Анденн. На западе 120 *м*, на востоке 280 *м*, 1—4 пласта с 0,35—1,8 *м* угля. На западе 7% летучих, на востоке 15,5%.

Нижняя свита Шокьé — безугольная.

Таким образом видно, что верхняя свита пластов выклинивается на восток, а нижняя — на запад. Соответственно этому изменяется и количество угольных пластов. Содержание газа увеличивается

кверху и на восток. Грубая цифра суммарного запаса — 3 млрд. *т*. Добыча 1925 г. составила 23,1 млн. *т* (см. рис. 96 и 102).

Дальше к северу в юго-восточном крае Брабантского массива находится Кампинский бассейн, который очень интенсивно разрабатывается в последнее время. Здесь имеется значительное количество богатых газом пластов. Запас до глубины 1 500 *м* оценивался в 1913 г. в 8 млрд. *т*. Но оценка основана еще преимущественно на данных бурения. Добыча в настоящее время сильно возрастает, после того как в последние годы были заложены новые рудники (1923 г. — 322,5 тыс. *т*).

Голландская часть примыкает в южном Лимбурге к Кампинскому бассейну и Аахенской области. И этот район также находится в стадии развития. Расчленение и характер углей тесно связаны с областью правого берега Рейна. Сверху вниз здесь можно различить (стр. 296—297):

Верхняя группа. Газово-пламенные угли, содержащие свыше 35% летучих. Около 6—9 *м* угля в 300 *м* породы.
Газовый уголь. 30—35% летучих. 6—7 *м* угля в 300 *м* породы.
Средняя группа. Жирные угли с 20—30% летучих. 15—20 *м* угля в 500 *м* породы.
Нижняя группа. Тощие угли, меньше 20% летучих; мало исследованы, около 2 *м* угля в 600 *м* породы.

Запас оценивается в 209 071 тыс. *т* достоверных, 578 860 тыс. *т* вероятных и 953 300 тыс. *т* возможных. Добыча усиленно развивается и достигла в 1926 г. 8,65 млн. *т* (1924 г. — 7,1 млн. *т*).

Далее к востоку в области горста Пёль угольные залежи исследованы только бурением; они связаны с более глубокими углями области нижнего Рейна. Здесь запас составляет тоже не менее 1 216 млн. *т* угля.

Аахенская часть. Мульды Инде и Вурм на продолжении бельгийской полосы Намюр — Динан [1] содержат также значительные запасы угля (см. стр. 293 и рис. 99).

В мульде Инде внешние и внутренние угольные рудники соответствуют вестфальским тощим и жирным углям. Внешние рудники содержат около 5 угольных пластов не особенно мощных (в общем около 2,2 *м*) в 50—100 *м* породы.

Во внутренних рудниках около 13 промышленных пластов мощностью каждый до 1 *м*. Общая мощность угля достигает 8,9 *м*.

В мульде Вурм пласты соответствуют частью несколько более высоким горизонтам Вестфалии (угли от жирных до газово-пламенных), но содержание газа местами сильно изменяется в зависимости от тектоники. На западе известно около 45 пластов, часть которых уже выработана. Мощность отдельных пластов достигает в среднем 1 *м*. В центральной части имеется 12—20 промышленных пластов с 11,5 *м* угля. На востоке указывают до 25 пластов

[1] Но тектонический характер их иной, см. стр. 312—313.

с 21,29 *м* угля, принадлежащих частью к более глубокому горизонту.

Для всей области Круш дает следующие средние цифры:

Тощие угли	380 *м* с 15 *м* угля
Пламенные угли	200 „ „ 3 „ „
Коксующиеся угли	300 „ „ 5,5 *м* угля
Газовые угли	250 „ „ 3 „ „

Запас оценивается в 1 567 млн. *т*. Добыча 1922 г. составила 2 384 тыс. *т*.

Нижне-рейнская часть. В этой области в позднейшее время продуктивный карбон глубоко опустился и перекрыт мощной третичной свитой пластов; но бурение и начинающиеся горные разработки позволили ознакомиться с составом угленосной свиты, аналогичной области правого берега Рейна. Здесь можно различить следующие отделы (сверху вниз) (*V*, 86):

Группа газовых углей с пластом Катарина в основании. Над этим пластом мощностью в 0,7—1,5 *м* следует свита в 300 *м*, содержащая еще несколько угольных пластов в общем с 6—8 *м* угля; уголь богат газом (до 36% летучих).

Группа жирных углей. Свита мощностью в 500 *м* между пластом Катарина и Зонненшейн. Содержание летучих 17—20%. Верхняя часть богатая и содержит около 17 промышленных пластов с 15 *м* угля. Ниже лежат безугольные песчаники, а под ними еще 7 пластов с 4—5 *м* угля. Профиль и угленосность изменяются с запада на восток; прежде всего на западе нижняя часть, бедная углем, резко отграничена от верхней, богатой углем, тогда как на востоке распределение более равномерное.

Группа тощих углей. В этой группе вскрыта свита мощностью 700—800 *м*, причем здесь угленосность сильнее на востоке. В верхней части (250 *м*, Зонненшейн до Жирондель) имеется только один пласт с 0,3—1,1 *м* угля. В средней части (до пласта Финефрау, 110 *м*) имеется на востоке 4—5 пластов с 4—6 *м* угля, а на западе значительно меньше. Под пластом Финефрау известны еще 6—8 пластов с 6 *м* угля. Запас этой области оценивается в 8 846 млн. *т*.

Право-рейнская часть (Рурская область) (*V*, 86). Правобережная угольная полоса — самая богатая часть всей краевой впадины. Северная граница ее неизвестна точно, она определяется погружением под молодой покров, в связи с чем разработки здесь невозможны. Но близ Оснабрюка продуктивный карбон, а именно самый верхний вестфальский горизонт, поднимается еще раз на доступную глубину. По Кукуку, мощность продуктивного карбона главной области составляет 3 000—3 500 *м*, к которым у Оснабрюка нужно прибавить еще 2 000—2 500 *м* в верхних горизонтах. Подразделение следующее (см. стр. 291—292 и рис. 101)

Верхняя группа, известная только у Оснабрюка, исследована сравнительно слабо. Близ Иббенбюрен она содержит 7, близ Писберга 3—7 промышленных пластов соответственно с 5,2 и 3 *м* промышленного угля. Близ Иббенбюрен угли богаты газом, а близ Писберга — антрацитовые, вероятно в связи с позднейшей тектоникой. Добыча в настоящее время очень незначительная (1924 г. — 500 тыс. *т*).

Газово-пламенные угли (над пластом Цоллферейн) с содержанием 37—45% летучих. Мощность свиты составляет по меньшей мере 1 000 *м*, и в ней содержатся в среднем около 23 различно построенных промышленных пластов общей мощностью 15—25 *м*.

Газовый уголь. До пласта Катарина в основании; содержание летучих 33—37%; мощность 300 *м* при 8—10 промышленных пластах со средней мощностью угля в 8 *м*. Эта часть соответствует среднему вестфальскому ярусу (*B*).

Жирный уголь. Пласты от Зонненшейн до Катарина вверху; содержание летучих 21—33%. Эта свита мощностью 500—700 *м* содержит до 28 в той или другой степени промышленных пластов при средней общей мощности угля 20 *м*.

Тощие угли. Эта свита пластов доходит по новейшему делению до намюрского яруса, так что к вестфальскому ярусу принадлежат только слои до пласта Маузегатт. Здесь известен 21 промышленный пласт, но общая средняя мощность не превышает 7 *м*.

Кукук и Минтроп посвятили детальное исследование подсчету запасов этого бассейна. Цифры даны в кубических метрах, но их можно приравнять числу тонн, если принять во внимание, что получаемое таким образом преувеличение (на 27%) компенсируется потерями при разработке. Тогда имеем до глубины 1 500 *м*:

Шахтная зона	51 836	млн. *т*
Буровая зона	46 636	„ „
Невскрытая зона	28 980	„ „
Всего . . .	127 452	млн. *т*

Общий запас до подошвы угленосной свиты (ниже 2 000 *м*) оценивается в 443 041 млн. *т*, а безусловно промышленный до 2 000 *м* — 254 492 млн. *т*.

Из этого запаса к 1909 г. можно считать выработанными 2 млрд. *т*. Современная добыча составляет 90—100 млн. *т* в год. *Общий запас угля варисской внешней впадины, обнаженной в области Рейна, достигает таким образом 476 млрд. т;* он следовательно значительно больше, чем например запас английского шельфа, который, включая Ирландию, содержит всего около 94 млрд. *т* (не считая краевой впадины Уэльса) и распространяется при этом на значительно большую площадь.

Железные руды. Среди немаловажных железных руд Рейнских сланцевых гор можно различить три генетически отличных группы.

Первая из них сингенетическая и связана с осадочным циклом вариской геосинклинали. Самые ценные месторождения этой группы связаны с девонским вулканизмом. Вторая — эпигенетическая, но имеет непосредственные связи с вулканическим подготовительным циклом геосинклинали. Третья — эпигенетическая и значительно более молодая. Пространственно она связана с метасоматозом и выветриванием девонско-карбоновых известняков; по времени она выходит за пределы нашего обзора и поэтому охарактеризована здесь только вкратце.

I группа. Железные руды с очень большим содержанием марганца встречаются уже в сальмском горизонте массива Ставло. Здесь имеется согласная залежь; в настоящее время эти руды правда вряд ли имеют какое-нибудь промышленное значение.

Оолиты красного железняка встречаются в Эйфеле на границе нижне-девонских сланцев и средне-девонских известняков (культриюгатовые слои). Промышленное значение их в настоящее время также ничтожно (*V*, *195*).

Железные оолиты известны также в живетском ярусе в Бельгии; в хозяйственном отношении роль их также очень незначительна.

Совершенно иного типа красные железняки мульд Дилль и Лан, запасы которых еще очень значительны. Эти месторождения связаны с границей среднего и верхнего девона и ассоциированы генетически с извержением верхне- и средне-девонских диабазов (*V*, *174*, *177*, *182*, *183*, *188*). Железное оруденение могло быть вызвано железосодержащими подводными выделениями и источниками, явившимися следствием диабазового вулканизма, но детали процессов образования этих руд еще не вполне ясны. Самое важное месторождение, очень однородное стратиграфически, имеет выходы как в области Лан, так и в области Дилль; в основании его залегает шальштейн; руда богата кремнекислотой и бедна известью. Наряду с этим месторождением, особенно в области Лан, имеется несколько мелких непостоянных залежей, образование которых вызвано отчасти метасоматическим воздействием диабазов на известняки.

Здесь можно различить прежде всего два типа руд: богатые известью плавкие руды с 33% извести, 20% кремнекислоты и 22—40% железа и богатые кремнекислотой красные железняки, содержащие только 9—10% извести, 12—25% кремнекислоты и 45—55% железа. Фосфор имеется и в том и в другом типе, но в красных железняках его обычно меньше. Бурые железняки этой области образовались частью путем выветривания этих руд; о них будет сказано ниже. Запас в 1910 г. оценивался в 135 млн. *т* в области Дилль и 62 млн. *т* в области Лан, причем 100 млн. *т* считались безусловно промышленно выгодными. В 1917 г. Бейшлаг и Круш (*XII*, *45*) снизили эту цифру до 70,8 млн. *т* для обеих областей. До войны добыча превышала 1 млн. *т* в год, а в 1924 г. было добыто только 400 тыс. *т* с содержанием железа в 137 тыс. *т*.

Аналогичные стратиграфически месторождения красного железняка, также связанные с шальштейнами, имеются в Келлерваль-

де и Зауэрланде и содержат запас железа приблизительно в 4 млн. *т*.

Несколько моложе железные оолиты в сланцах фаменнского яруса в Бельгии, содержащие 29—45% железа. Их практическое значение в настоящее время ничтожно (*V, 185*).

Очень невелико в настоящее время также значение глинистых железняков и сферосидеритов продуктивного верхнего карбона. В области Аахена они известны прежде всего в мульде Вурм. В Вестфалии они распространены повсеместно и по большей части довольно постоянны стратиграфически; они встречаются обычно в кровле угольных пластов. При 39% железа они содержат по большей части до 1% Mn и около 0,68% P. В прошлом столетии

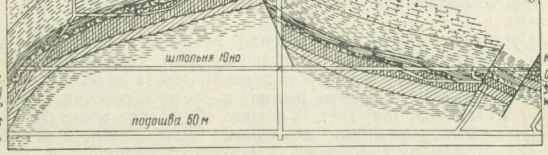


Рис. 103. Красные железняки области Лан; рудник Аманда близ Нобори. По Краману.

t—глинистые сланцы; *c*—цириднновые сланцы; *r*—залежь красного железняка; *w*—виссенбахские сланцы; *k*—кремнистые сланцы; *g*—гоннатитовые известняки; *s*—шальштейн.

добыча достигала здесь 1 млн. *т* в год; в настоящее время она совершенно прекращена (*XII, 50*).

К сингенетической группе относится наконец еще серно-колчеданное месторождение Мэгген в мульде Аттендорн-Эльспер (Зауэрланд) (*V, 189*). Колчедан образует пластовую залежь в девонском известняке непосредственно над сланцами Ленне. Наряду с серным колчеданом (марказитом) в месторождении имеется также барит, слагающий главным образом верхние горизонты; но в некоторых случаях он может распространяться на всю мощность залежи. Подчиненными являются медный колчедан и свинцовый блеск. На основании последних данных сингенетическое образование можно считать повидимому доказанным. Теория происхождения этих месторождений, по В. Е. Шмидт, представляет некоторую аналогию с современными условиями в Черном море. На дне моря скопились соли железа, бария и т. д., которые вызвали массовое умирание организмов внизу, тогда как вверху планктон мог еще существовать. Внизу произошло превращение солей под действием органических веществ и серных бактерий. Наличие орга-

нических веществ доказывается капельками нефти в барите. Это месторождение дало в 1924 г. 150 тыс. *т* колчедана.

II группа. Сюда относится очень важная в промышленном отношении группа зигерландских жильных месторождений шпатового железняка (*V, 173, 175, 176, 186, 187*). Эти жилы залегают в нижнем девоне до нижне-кобленцского яруса включительно обычно в виде отдельных пачек, следующих в общем региональному простиранию, но с очень изменчивым простиранием в отдельных жилах. Связь их с системами трещин безусловна, но выдвинутая Денкманом теория «жильных грабенов» (Ganggräben) — еще очень спорная. Интересна установленная Борнхардтом последовательность выделения: железный колчедан, шпатовый железняк, глав-

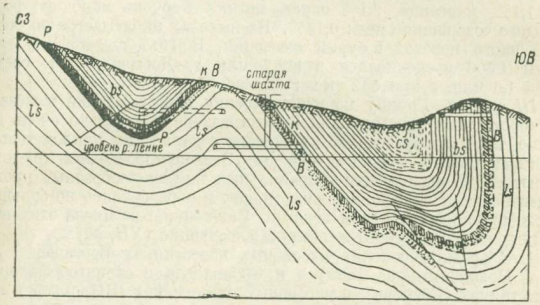


Рис. 104. Колчеданное месторождение Мэгген. По Штраусу.

Р—пирит; *В*—барит; *к*—известняк; *bs*—бюдесгеймские сланцы; *cs*—ципридиновые сланцы; *ls*—сланцы Ленне.

ный кварц, цинковая обманка, свинцовый блеск, медный блеск (по Борнхардту в двух генерациях), кобальтовые руды. Местами в богатых кварцем рудных жилах встречаются значительные количества никельсодержащих мышьякового и сурьмяного блеска; по Бейшлагу, они синхроничны со шпатовым железняком.

Возраст этих жил долгое время оставался спорным; предполагается, что жилы были пересечены диабазами, следствием чего явились контактовые изменения (магнетит); но не все данные, подтверждающие эту теорию, надежны. Тем не менее в настоящее время наиболее вероятным является верхне-нижне-девонский возраст. Квиринг допускает здесь связь с кератофирами верхнего кобленцского яруса; в таком случае шпатовые железняки могут быть продуктами осаждения термальных углекисло-железистых источников; образованию их предшествовала более древняя «досидеритовая» складчатость Зигерланда, которая в настоящее время правда оспаривается некоторыми авторами. С виссенбахскими слан-

цами прекращается отложение окисленных руд и начинается образование сульфидов, которые ассоциируются уже с диабазами.

Образование кварца относится по всей вероятности также еще к девону; что же касается медных и свинцово-цинковых руд, то здесь нет никакой уверенности. Эти руды были образованы метасоматозом за счет шпатового железняка в новой фазе минерализации, по Бергу, скорее перимагматического характера. Они безусловно моложе нижне-карбонового горообразования; Квиринг допускает верхне-карбоновую минерализацию, а Альбург — пермскую. Но так как часть рейнских свинцово-цинковых руд также может быть значительно моложе, нам придется еще вернуться к этой проблеме.

Зигерландский шпатовый железняк содержит при 37,7% железа до 7,1% марганца, 2,1% окиси магния и очень мало фосфора. Среднее содержание меди 0,15%. На выходах наблюдается по большей части переход в бурый железняк. В 1917 г. запас до глубины 1 300 *м* оценивался в 112,7 млн. *т*. Добыча 1924 г. составила 1,6 млн. *т* при 532 тыс. *т* железа.

III группа. Группу метасоматических месторождений железа и месторождений выветривания мы охарактеризуем только очень коротко, так как образование их связано с варисским циклом только пространственно, а не по времени. Эти месторождения представляют собою выполнение неправильных или жилообразных пустот в девонских и карбоновых известняках и образовались по большей части только в третичном периоде. Важнейшие из числа этих вторичных залежей бурого железняка следующие (*XII, 50*):

1. В средне-девонских массивных известняках Бергишен.

2. В южном крае Таунуса и Зоонвальда в стрингоцефаловых известняках (Кёшерн), в массивных известняках (Штромберг) или в кварците (Бибрих). Руды богаты марганцем. Запас составляет 1,5 млн. *т*.

3. На средне-девонских известняках Эйфеля. Запас достигает 5 млн. *т*.

4. На массивных известняках области Дилль-Лан и в стрингоцефаловых известняках Линденской Марки (Гиссен). Здесь дело касается также богатых марганцем руд. Запас оценивается ориентировочно в 59 млн. *т* (*V, 181*).

5. В каменноугольном известняке Линьи (Намюр) и Флёрю в Бельгии. Запас и добыча здесь также незначительны.

Свинцово-цинково-медные руды (*V, 178*). О генетических условиях этой группы упоминалось уже при описании зигерландских шпатовых жил. Руды цветных металлов образуют в них более молодую генерацию и отложились при повторном вскрытии трещин после замещения древних составных частей. Такой процесс мог происходить частично в позднем палеозое, но этим не разрешается возрастная проблема данной группы жил, так как эта формация распространяется далеко за пределы Зигерландского округа шпатового железняка; она имеется также в области левого берега Рейна, где в некоторых случаях безусловно моложе, если причислить вместе с Бейшлагом к этой провинции и руды Мехерниха (*XII, 44*).

залегающие в пестрых песчаниках. После такой оговорки можно перейти к перечислению отдельных месторождений.

1. В Бергишен жилы залегают на сбросах в самом нижнем девоне (жединский ярус). В противоположность настоящим жилам

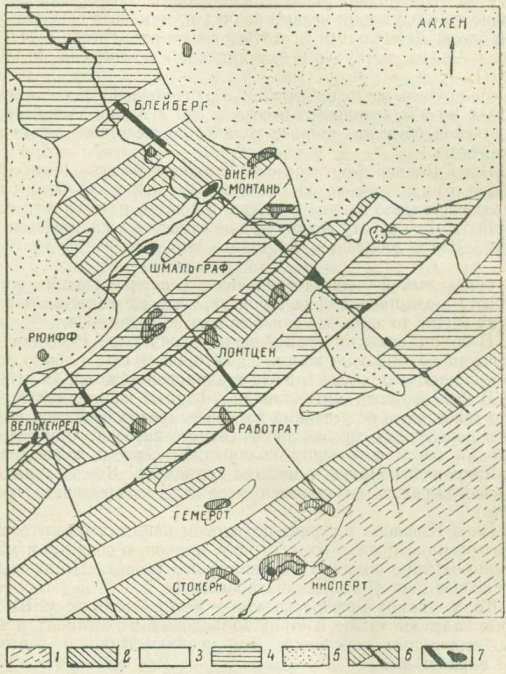


Рис. 105. Рудные жилы близ Аахена. По Дантцу.

1—кембрий до ср. девона; *2*—в. девон; *3*—каменноугольный известняк; *4*—продуктивный карбон; *5*—сенон; *6*—сбросы; *7*—выходы руд.

шпатового железняка они содержат в большом количестве обломки боковых пород. В более глубоких горизонтах преобладает цинковая обманка. Свинцовый блеск серебросодержащий (200—7 000 *г* на тонну). Кроме того руда содержит железный шпат, медь и серный

колчедан. Добыча 1918 г. составила 58 491 *т* руды с 7,7% Zn и 1,7% Pb (*V*, *196*).

2. Близ Холцаппель (нижняя Лан) жилы залегают в сланцах Хунсрюк и в нижнем кобленцском ярусе. Боковая порода представлена часто так называемой «белой породой» (weisses Gebirge)— продуктом термального разложения диабаза. Возрастная последовательность следующая: медный колчедан, цинковая обманка, свинцовый блеск. Добыча 1918 г.: 2 070 *т* свинцового блеска с 71,9% Pb и 626 *г* Ag на тонну; 8 174 *т* цинковой обманки с 40,7% Zn (*V*, *191*).

3. Близ Эмса жилы залегают в верхне-кобленцских слоях; они содержат 8—9% свинцового блеска и 600 *г* Ag на тонну, столько же цинковой обманки, тройное количество железного шпата и немного меди.

4. Близ Випперфюрт (полоса Даниэль) богатые медью жилы залегают в нижне-девонской антиклинали; эти жилы богаты кварцем, содержат мало свинца и цинка и совсем не содержат железного шпата. Все же эту группу нужно относить к сидеритовой ассоциации. Здесь добывается до 12—15 тыс. *т* сырой руды с 1,7% меди.

В описанных месторождениях связь с зигерландскими жилами шпатового железняка весьма вероятна,[1] что же касается нижеследующих групп, то здесь эта связь далеко не достоверна.

5. В средне-девонских рамбекских слоях близ Рамсбека залегают свинцово-цинковые жилы, из которых в 1918 г. было добыто 1 080 *т* свинцового блеска и 3 829 *т* цинковой обманки (*V*, *179*).

6. В фельбертской антиклинали залегают жилы, секущие не только девон, но и безугольный карбон и продолжающиеся повидимому в поперечных сбросах продуктивного карбона. Они содержат свинцовый блеск с большим количеством серного колчедана, немного цинковой обманки и медного колчедана. Здесь таким образом ясно выражен по меньшей мере верхне-карбоновый возраст (*V*, *194*).

7. Близ Изерлона в стрингоцефаловом известняке залегают жилы, содержащие прежде всего вурцит, цинковую обманку и марказит с небольшим количеством свинцового блеска. Месторождение имеет скорее метасоматический характер.

8. То же самое можно сказать о месторождениях у Швельм, которые залегают также в стрингоцефаловых известняках и носят следы вторичного окисления. Эти месторождения в настоящее время выработаны.

9. Месторождения на левом берегу Рейна близ Аахена, залегающие как в среднем девоне, так и в каменноугольном известняке и продолжающиеся дальше к Бельгии, носят также метасоматический характер, с растворением прилегающих известняков (*V*, *184*, *185*, *193*). Они выполняют трещины и неправильной формы пустоты и содержат главным образом цинковую обманку, галмей, свинцовый блеск и марказит. Они определенно связаны с попереч-

[1] Они залегают в периферии Зигерландского округа.

ными трещинами аахенских каменноугольных пород, которые вскрылись в первый раз безусловно еще до сенона. Добыча 1918 г. составила 5 182 *т* цинковой обманки, 841 *т* свинцового блеска, 1 241 *т* серного колчедана. В бельгийской части (Альтенберг—Вёккенрэдт) в настоящее время добыча очень ничтожна.

Как было сказано выше, свинцово-цинковые руды Рейнских гор принадлежат, по Бейшлагу (*XII, 44*), к большой рудной провинции, форма месторождений которой (жильных или метасоматических) зависит от характера боковых пород. Рудные растворы выходили по трещинам; по Бергу (*XII, 46*), эти месторождения — перимагматические. Вопрос о возрасте еще не разрешен, так как в области левого берега Рейна импрегнации продолжаются еще в пестром песчанике, тогда как на правом берегу, частью по крайней мере, можно считать эти месторождения поздне-палеозойскими.

Другие руды. Выше уже были указаны кобальтсодержащие мышьяково-никелевые руды, сопровождающие жилы шпатового железняка в Зигерланде. Жилы с медным колчеданом, иногда богатые никелем, встречаются прежде всего у Нанценбаха (Нассау). Добыча здесь собственно уже закончилась. До 1890 г. было добыто 12 018 *т* руды, содержавшей приблизительно 400 *т* никеля.

Сурьмяный блеск встречается в плитчатых известняках кульма близ Арнсберга (Каспарицехе); руда залегает в виде согласных включений; Бейшлаг считает ее метасоматической (*XII, 44*).

В соседних кремнистых сланцах кульма также встречаются гнезда сурьмяного блеска. В настоящее время это месторождение вряд ли может еще иметь какое-нибудь промышленное значение.

В бельгийском каменноугольном известняке встречаются местами маленькие месторождения киновари в трещинах. Их можно вероятно отнести к группе жил свинцового блеска. Промышленного значения они не имеют.

Месторождения золота и платины в некоторых породах Зигерланда представляют также только теоретический интерес (*V, 190*).

ЛИТЕРАТУРА

1. Anton, J. Sur la stratigraphie et la tectonique du Cambrien supérieur au Sud de Vielsalm. Ann. soc. géol. Belg. 41, 1914.
2. Asselberghs, E. Le dévonien inférieur du bassin de l'Eifel et l'anticlinal de Givonne. Mém inst. géol. univers. Louvain, 1913.
3. —Le noyau Hunsrückien du synclinal de l'Eifel dans la région Cugnon-Herbeumont. Там же, 1921.
4. Barrois, Ch. et Pruvost. Les divisions stratigraphiques du terrain houiller du Nord de la France. C. R. Ac. Sc., Paris 168, 1919.
5. Barrois, Ch., Pruvost et Dubois. Sur les couches de passage du Silurien au Dévonien dans le bassin houiller de Pas de Calais. C. R. Ac. Sc., Paris 167, 1918.
6. Bärtling, R. Geol. Wanderbuch für den niederrheinisch-westfälischen Industriebezirk. Stuttgart, 1925.

7. Bärtling, R. Das Verhältnis zwischen Sedimentation und Tektonik im Ruhrbezirk. Congr. stratigr. carbon. Heerlen, 1927, Lüttich, 1928.
8. Bertrand, P. Les Zones végétales des terrains houillers du Nord de la France. C. R. Ac. Sc., Paris, 168, 1919.
9. — Succession régulière des zones végétales dans les bassins houillers français. C. R. XIII Congr. intern. géol., Brüssel, 1922.
10. Born, A. Die Herkunft der kristallinen Komponenten des rheinischen Oberkarbons. N. J. Beil.-Bd. 58, 1927.
11. Böttcher. Die Tektonik der Bochumer Mulde zwischen Dortmund und Bochum und das Problem der westfälischen Karbonfaltung. Glückuf, 1925.
12. Breddin, H. und Richter, M. Exkursionsführer durch das Oberbergische. Ber. Niederrh. geol. V., 1922.
13. — Gibt es sichere Anzeichen für eine unter- oder mitteldevonische Faltung am Rhein. Schiefergebirge. Z. D. G. G. Mon. 79, 8/10 1927.
14. — Die mitteldevonischen Konglomerate bei Ratingen und ihre stratigraphische Bedeutung. Z. D. G. G. Abh. 78, 2, 1926.
15. Burre, O. Zur Geologie von Oberlahn und Peterslahn im Westerwald. J. pr. geol. 45, 1924.
16. Claus, R. Die Elsoffer Kulmmulde. Z. D. G. G. Abh. 71, 2/3, 1927.
17. Cremer. Die fossilen Farne des westfälischen Karbons. Marburg, 1892.
18. Dannenberg, A. Das Aachener Kohlenrevier. В книге: Bubnoff, S. v. Deutschlands Steinkohlenfelder. Stuttgart, 1926.
19. — Geologie der Steinkohlenlager, Berlin, 1915.
20. Dechen, v. Geologische und paläontologische Übersicht der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen und Erläuterung zur geol. Karte der Rheinprovinz und Provinz Westfalen 1 : 80 000. Bonn, 1884.
21. Delépine, G. Recherches sur le calcaire carbonif. de la Belgique. Mém. facult. cath., Lille 8, 1911.
22. — La faune marine du houiller du Limbourg. Congr. stratigr. carbon., Heerlen, 1928.
23. Denckmann, A. Der geol. Bau des Kellerwaldes. Abh. pr. geol. L. 34, 1901.
24. — Mitteilung über eine Gliederung der Siegener Schichten. J. pr. geol. L. 1906, 27.
25. — Die Überschiebung des alten Unterdevon zwischen Siegburg an der Sieg und Bielstein im Kreise Olpe. von Koenen-Festschrift, 1907.
26. — Neue Beobachtungen über die tectonische Natur der Siegener Spateisengänge I und II. Arch f. Lag. Berlin, 1912 и 1918.
27. Dorlodot, de, H. Les faunes du Dinantien et leur signification stratigraphique. Bull. soc. belge géol. 23, 1909.
28. — Le système dévonien et sa limite inférieure. Ann. soc. géol. Belg. 19, 1911/12.

29. Dorlodot, de, H. Le calcaire carbonifère de la Belgique et ses relations stratigraphiques avec celui du Hainaut français. Ann. soc. géol. Nord 23, 1895.
30. Drevermann, Fr. Bemerkungen zu den neueren Arbeiten über das Hercyn im rheinischen Schiefergebirge. Geol. R. 6, 1915.
31. Fauna der Tuffbreccie von Langenaubach. J. pr. geol L., 1900.
32. — Die Fauna der Siegener Schichten von Seifen (Westerwald). Paläontogr. 50, 1904.
33. Dutertre. Visé de Boulogne. Bull. soc. géol. France, 1927.
34. Fliegel. Der Untergrund der niederrheinischen Bucht. Abh. pr. geol. L. 92, 1922.
35. Fourmarier, P. La tectonique de l'Ardenne. Ann. soc. géol. Belg. 34, 1906.
36. — Étude du Givetien et de la partie inférieure du Frasnien au bord oriental du bassin de Dinant. Ann. soc. géol. Belg. 27.
37. — La tectonique du Brabant et des régions voisines. Mém. Ac. Sc. Belg. IV, 1921.
38. — La tectonique du bassin houiller du Hainaut. Ann. soc. géol. Belg. 42, 1920.
39. — Le prolongement de la faile eifélienne à l'êst de Liège. Ann. soc. géol. Belg. 31, 1904.
40. — Tectonique générale des terrains paléozoiques de la Belgique. Guide XIII Congr. intern. géol. Brüssel, 1922.
41. — La structure du massif de Theux et ses relations avec les régions voisines. Ann. soc. géol. Belg. 33, 1906.
42. — Quelques compléments a l'étude de la stratigraphie du terrain houiller de la Belgique. Congr. stratigr. carbon., Heerlen. 1928.
43. — Les clivages chisteux dans les terrains paléozoiques de la Belgique. C. R. congr. intern. géol., Brüssel, 1922.
44. Fuchs, A. Die Hunsrückschiefer und die Unterkoblenzschichten am Mittelrhein. Abh. pr. geol. L. 79, 1915.
45. — Beitrag zur Kenntnis der Devonfauna der Verse- und der Hobräker Schichten des sauerländischen Faziesgebietes. J. pr. geol. L. 39, 1918.
46. — Über die Beziehungen des sauerländischen Faziesgebietes zur belgischen Nord- und Südfazies und ihre Bedeutung für das Alter der Verseschichten. J. pr. geol. L. 1922.
47. — Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik des Rheinischen Schiefergebirges. J. pr. geol. L. 1923.
48. Gallwitz, N. Frühbretonische Gebirgsbildungen im Rheinischen Schiefergebirge. Z. D. G. G. Mon. 79, 8/10, 1927.
49. Gosselet, M. J. Esquisse géologique du nord de la France et de contrées voisines. 1880.
50. — L'Ardenne, 1888.
51. — Le Calcaire de Givet. Ann. soc. géol. Nord 6, 1878/79.
52. Gosselet, M., Barrois, Leriche, Crépin, Pruvost, Dubois. Description de la faune siluro-dévonienne de Liévin. Mém. soc. géol. Nord 6, 1912—1922.
53. Gothan. Die floristische Gliederung des deutschen Karbon und Perm. Abh. pr. geol. L. 21, 1896.

54. Gothan. Das Alter der Karbonformation nördlich der Roer. Glückauf, 1919.
55. Gothan und Haack. Ruhrkarbon und Osnabrücker Karbon. Glückauf, 1924 и 1925.
56. Haarmann, E. Die geologischen Verhältnisse des Piesbergsattels bei Osnabrück. J. pr. geol. L. 1908.
57. Henke, W. Beitr. zur Geologie des Siegerländer Spateisensteinbezirkes. Glückauf, 1922.
58. — Die Untersuchungen über die Faziesverhältnisse in Unter-, Mittel- und Oberdevon des südl. Sauerlandes. Z. D. G. G. Mon. 77, 8/10, 1925.
59. Herrmann, Fr. Hercynisches Unterdevon bei Marburg. J. pr. geol. L. 1912.
60. Holzapfel, E. Die cephalopodenführende Kalke des Unt. Karbon von Erdbach. Paläont. Abbandl. N. F. Bd. 1, 1889.
61. — Die Faziesverhältnisse des rheinischen Devons. v. Koenen-Festschrift. Stuttgart, 1907.
62. — Der Kalk von Adorf. Paläontogr. 28, 1882.
63. — Die Geologie des Nordabfalles der Eifel. Abh. pr. geol. L. 66, 1910.
64. Hüffner, Beiträge zur Kenntnis des deutschen Kulms. J. pr. geol. L. 1914.
65. Jongmans, W. Paläobotanische Studien. Arch. f. Lag., 18.
66. — Stratigraphische Untersuchungen im Karbon von Limburg. Congr. strat. carbon. Heerlen, 1928.
67. Kaisin, F. Les facies du dinantien de la Belgique. Guide XIII Congr. intern. géol. Brüssel, 1922.
68. Kaisin, F., Maillieux, Asselberghs, E. Traversée centrale de la Belgique. Guide XIII Congr. intern. géol. Brüssel, 1922.
69. Kayser, E. Studien aus dem rheinischen Devon. Z. D. G. G. 22, 1870; 23, 1871; 24, 1872; 25, 1873.
70. — Beiträge zur Kenntnis von Oberdevon und Kulm am Nordrande des Rhein. Schiefergebirges. J. pr. geol. L. 1881.
71. — Erläuterung zu den Blättern Dillenburg, Oberscheld, Herborn, Ballenbach. Pr. geol. L. Lief. 107, 1907.
72. — Lehrbuch der Geologie, Bd. III, S. 177—208 (Devon) und S. 276—293 (Karbon). 7 Auflage, Stuttgart, 1923 (там же библиография).
73. Kayser, E. und Holzapfel, E. Über die stratigr. Beziehungen der böhmischen Stufen F, G, H zum rhein. Devon. Jb. geol. R., Wien, 1894.
74. Kegel, W. und Ahlburg. Abriß der Geologie der Lahnmulde. Abh. pr. geol. L. 86, 1922.
75. — Das Unterkarbon und die variscische Faltung im östlichen Lahngebiet. J. pr. geol. L. 45, 1925.
76. — Der Taunusquarzit von Katzenellenbogen. J. pr. geol. L. 76, 1913.
77. — Über obersilurische Trilobiten aus dem Harz und dem Rhein. Schiefergebirge. J. pr. geol. L. 48, 1927.
78. — Das Unterkarbon im östlichen Lahngebiet und die variscische Faltung Z. D. G. G. 76, M., 1924.

79. Kegel, W. Die Transgressionen im Dillgebiet. J. pr. geol. L. 47, 1926.
80. — Zur Kenntnis des Unterkarbons im südöstlichen Dillgebiet. J. pr. geol. L. 48, 1927.
81. Kegel, W. und Richter, R. Zur Stratigraphie der Sattelachse zwischen Lahn und Dillmulde. J. pr. geol. L. 44, 1923.
82. Koenen, A. v. Kulmfauna von Herborn. N. J., 1879.
83. Krusch, P. Der Südrand des Beckens von Münster. J. pr. geol. L. 1908.
84. — Die Ausdehnung und Tektonik der nordwestdeutschen Kohlengebiete. Z. D. G. G. 70.
85. Kukuk, P. Neue stratigraphische Gliederung des rechtsrheinischen Karbons. Glückauf, 22, 1928.
86. — Das niederrheinisch-westfälische Steinkohlengebiet. В книге Bubnoff. Deutschlands Steinkohlenfelder, Stuttgart, 1926. Там же библиография.
87. — Die tektonischen Verhältnisse der niederrheinisch-westfälischen Kohlenablagerungen. Glückauf, 1910.
88. — Stratigraphie und Tektonik der rechtsrheinisch-westfälischen Steinkohlenablagerungen. Congr. strat. carbon. Heerlen, 1928.
89. Lehmann. Das tektonische Bild des rheinisch-westfälischen Steinkohlengebirges. Glückauf, 1920.
90. — Das rheinisch-westfälische Steinkohlengebirge als Ergebnis tektonischer Vorgänge in geologischen Trögen. Glückauf, 1920.
91. Leppla, A. Über den Südrand des Rhein. Schiefergebirges. Z. D. G. G. 75, 5/10, 1923.
92. — Zur Stratigraphie und Tektonik der südl. Rheinprovinz. J. pr. geol. L. 45, 1924.
93. Leriche, M. Note préliminaire sur la faune des schistes de Mondrepuits. Bull. soc. belg. géol. 25, 1911.
94. — Observations sur le gédinnien aux abords du massif cambrien de Serpont. Bull. soc. belg. géol. 26, 1912.
95. — Faune du gédinnien de l'Ardenne. Mém. musée hist. nat. Belg. 6, 1912.
96. Lohest, G. M. et Forir, H. Stratigraphie du massif cambrien de Stavelot. Ann. soc. géol. belg. 25, 1900.
97. Lohest, G. M. et Forir, H. Allure du cambrien au Sud de Vielsalm. Ann. soc. géol. belg. 1901.
98. Lohest, G. Les grandes lignes de la géologie des terrains primaires de la Belgique. Ann. soc. géol. 30, 1904.
99. Lohest, G. et Fourmarier, P. Remarques sur la discordance de stratification entre le westfalien et le dinantien. C. R. XIII Congr. intern. géol., Brüssel, 1922.
100. Lohest, G. et Fourmarier, P. Traversée orientale de la Belgique. Guide XIII Congr. intern. géol., Brüssel, 1922.
101. Michels, F. Die Gaudenbacher Schichten (Lahn). J. pr. geol. L. 46, 1925.
102. Paeckelmann, W. Oberdevon und Unterkarbon des Südflügels der Herzkamper Mulde. J. pr. geol. L. 1921.
103. — Das Devon und Karbon der Umgebung von Balve in Westfalen. J. pr. geol. L. 44, 1923.

104. Paeckelmann, W. Der mitteldevonische Massenkalk des bergischen Landes. Abh. pr. geol. G. 91, 1922.
105. — Bemerkungen über die geol. Verhältnisse der Gegend von Brilon in Westfalen. J. pr. geol. L. 46, 1925.
106. — Der Briloner Massenkalksattel, die Devon-Karbonmulde von Nehden und das Oberdevon-Karbongebiet von Rixen. J. pr. geol. L. 47, 1926.
107. Pruvost, P. Comparaison entre le houiller du Nord de la France et celui de la Grande Bretagne. C. R. Ac. Sc. Paris, 168, 1919.
108. — Les divisions paléontologiques dans le terrain houiller de l'Europe occidentale d'après les caractères de la faune. C. R. XIII Congr. intern. géol. 1922.
109. — La faune continentale et la division stratigraphique des terrains houillers. Congr. strat. carbon. Heerlen, 1928.
110. Quiring, H. Die Entstehung der Sprünge im rhein-westfäl. Steinkohlengebirge. Glückauf, 1913.
111. — Zur Stratigraphie und Tektonik der Kalkmulde von Sötenich. J. pr. geol. L. 1913.
112. — Die Kalkmulde von Ahrdorf. N. J. 1913.
113. — Beiträge zur Geologie des Siegerlandes. J. pr. geol. L. 1922, 1923.
114. Rauff. Die Gerolsteiner Mulde. Berlin, 1911.
115. Reich, H. Über ein neues Vorkommen von transgredierendem Oberdevon am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges. Z. D. G. G. Mon. 78, 1/2, 1926.
116. Renier, A. Stratigraphie du Westphalien. Guide XIII intern. Congr. géol. Brüssel, 1922.
117. — Les gisements houillers de la Belgique. Ann. des Mines de Belg. Bd. 18—22, in Bd. 21 — библиография.
118. — Un nouveau tableau synoptique des échelles stratigraphiques des bassins houillers de la Belgique. Congr. strat. carbon. Heerlen, 1928.
119. Richter, M. Unter- und Mitteldevon im Oberbergischen. Z. D. G. G. Abh. 78, 1926.
120. Schindewolf, O. Versuch einer Paläogeographie des europäischen Oberdevonmeeres. Z. D. G. G. Abh. 73, 1921.
121. — Zur Kenntnis der Devon-Karbongrenze in Deutschland. Z. D. G. G. Abh. 78, 1926.
122. — Krustenbewegungen im Unterkarbon Westeuropas. Z. D. G. G. 79, 8/10, 1927.
123. — Die Liegendgrenze des Karbons im Lichte biostratigraphischer Kritik. Congr. strat. carbon. Heerlen, 1928.
124. Schmidt, H. Schwellen- und Beckenfazies im Ostrheinischen Paläozoikum. Z. D. G. G. Mon. 77, 8/10, 1925.
125. — Zwei Cephalopodenfaunen an der Devon-Karbongrenze in Sauerland. J. pr. geol. L. 44, 1923.
126. — Das Oberdevon-Kulmgebiet von Warstein in Westfalen. J. pr. geol. L. 1920.
127. — Stratigraphisch-faunistische Untersuchungen im älteren produktiven Karbon des Gebietes von Witten. J. pr. geol. L. 1923.
128. — Die karbonischen Goniatiten Deutschlands. J. pr. geol. L. 45, 1924.

129. Schmidt, H. Der Kellerwaldquarzit — eine Fazies des Unterkarbons. Z. D. G. G. Mon. 77, 1925.
130. — Biostratigraphie des Karbons in Deutschland. Congr. strat. carbon. Heerlen, 1928.
131. Schmidt, W. E. Das nordöstliche Ende des Ebbesattels. J. pr. geol. L. 1919.
132. — Zur Stratigraphie der Siegener Schichten des Siegerlandes und des Sauerlandes. J. Pr. geol. L., 46, 1925.
133. Schmitz, G. et Stainier, J. La géologie de la Campine. Ann. soc. géol. Belg. 36, 1908—09.
134. Schulz, E. Die Eifelkalkmulde von Hillesheim. J. pr. geol. L. 1882.
135. Semper. Die marinen Schichten des Aachener Oberkarbons. Verh. Naturh. Ver. Rheinl.-Westf. 65, 1908.
136. Sommer, K. Fauna des Kulms von Königsberg bei Giessen. N. J. Beil.-Bd. 28, 1909.
137. Spriestersbach, J. Die Oberkoblenzschichten des Bergischen Landes und Sauerlandes. J. pr. geol. L. 1924, 45.
138. Spriestersbach und Fuchs. Fauna der Remscheider Schichten. Abh. pr. geol. L. 58, 1909.
139. Stach. Horizontalverschiebungen und Sprünge im östlichen Ruhrkohlengebiet. Glückauf, 1923.
140. Stainier, X. Sur le mode de gisement et l'origine des roches métamorphiques de la région de Bastogne. Mém. Ac. Sc. Belg. 1907.
141. Tietze, O. Das Steinkohlengebirge von Ibbenbüren. J. pr. geol. L. 29, 1909.
142. Vallée Poussin, Ch., de la. Note sur les rapports des étages tournaisien et viséen de M. Dupont avec son étage waulsortien. Ann. soc. géol. belg. 18, 1890.
143. Vaughan, A. On the correlation of Dinantian and Avonian. Quart. Journ. 71, 1915.
144. Walther, C. Untersuchungen über die Mitteldevon-Oberdevongrenze. Z. D. G. G. Abh. 80, 1—2, 1928.
145. — Unterdevon zwischen Marburg und Herborn. N. J. Beil.-Bd. 17.
146. Wedekind, R. Paläontologische Beiträge zur Geologie des Kellerwaldes. Abh. pr. geol. L. 69. 1914.
147. — Devon. В книге Salomon: Grundzüge der Geologie. Stuttgart, 1925.
148. — Die Cephalopodenfauna des höheren Oberdevons am Enkenberge. N. J. Beil.-Bd. 26, 1908.
149. — Beitr. zur Kenntnis des Oberdevons am Nordrande des rechtsrhein. Schiefergebirges. Nachr. Ges. f. Wiss. Göttingen, 1911.
150. — Die Goniatitenkalke des unteren Oberdevons von Martenberg bei Adorf. Sitzb. Ges. naturf. Freunde, Berlin, 1913.
151. Wedekind, R. Über Transgressionen im Oberdevon. 7. Jahresber. niedersächs. geol. Ver. Hannover, 1914.
152. — Über die Ausbildung des Oberdevons in der Umrandung des Siegerländer Blockes. Nachr. Ges. f. Wiss. Göttingen. 1919.
153. — Das Mitteldevon der Eifel Ges. z. Beförd. d. gesamt. Naturw., Marburg. 14, 1925.

154. Wedekind, R. und Helmbrecht, W. Versuch einer biostratigr. Gliederung der Siegener Schichten auf Grund von Rensselaerien und Spiriferen. Glückauf, 1923.
155. — Die Genera der Paläoammonoidea. Paläontogr. 62, 1917.
156. — Monographie der Clymenien des Rheinischen Schiefergebirges. Abh. Ges. f. Wiss., Göttingen, 10, 1914.
157. Wegener, Th. Geologie Westfalens. Paderborn, 1913.
158. Weigelt, J. Das Posidonomyen-Problem im Oberkarbon Westfalens. J. Hall. Verb., 6. Band.
159. Wulf, R. Das Famennien in der Aachener Gegend. J. pr. geol. Landesanst. 43. 1922.
160. Wunstorf. Das Steinkohlengebirge nordöstlich der Roer. Glückauf, 1907.
161. — Das flözführende Steinkohlengebirge im Rhein-Maas-Gebiet. Glückauf, 46, 1910.
162. — Der tiefere Untergrund im nördlichen Teile der Niederrhein. Bucht. Verh. nat. Ver. Rheinld. 67, 1909.
163. — Die linksrheinischen Steinkohlenbezirke Deutschlands. Congr. strat. carb. Heerlen, 1928.
164. Zimmermann, H. Kohlenkalk und Kulm des Velberther Sattels. J. pr. geol. L. 1909.

Карты

165. Dewalque, G. Carte géologique de la Belgique et des provinces voisines 1 : 500 000, 1903.
166. — Essai de carte tectonique de la Belgique et des provinces voisines 1 : 500 000. Ann. soc. géol. belg. 32, 1905.
167. Paeckelmann, W. Geol. tekton. Karte der Rhein. Schiefergebirges 1 : 200 000. Berlin. Geol. Landesanstalt, 1926. Пояснения в: Z. D. G. G. Abh. 78, 1926.
168. Carte géologique de la Belgique 1 : 160 000, Brüssel.
169. Geologische Spezialkarte von Belgien 1 : 40 000.
170. Geologische Spezialkarte von Preussen 1 : 25 000 (вышедшие листы).
171. Flöz- und Übersichtskarte des rhein.-westfälischen Steinkohlengebietes. Bochum. 1 : 10 000, 1. Aufl. 1879—1893; 2. Aufl. 1911—1916.
172. Dechens, v. Geolog. Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen 1884. 37 листов 1 : 80 000.

Полезные ископаемые

173. Ahlburg, J. Geolog. Beziehungen zwischen den Eisenerzlagerstätten des Siegerlandes und des Lahn — Dill-Gebietes. Z. f. pr. G. 19, 1911.
174. Behlen, H. Die nassauischen Roteisensteine. Wiesbaden, 1903.
175. Beyschlag, F. und Krusch, P. Über die Lebensdauer des Siegerlandes. Berlin, 1917.
176. Bornhardt, W. Über die Gangverhältnisse des Siegerlandes und seiner Umgebung. Arch. f. Lag. 1910, 1912.

177. Einecke, G. Der Eisenerzbergbau und der Eisenhüttenbetrieb an der Lahn, Dill und in den benachbarten Revieren. Jena, 1917.
178. Friedensburg, F. Bleiglanz und Blende in den Gängen am Nordrande des Rhein. Schiefergebirges. Glückauf, 1911.
179. Haber, A. Der Blei- und Zinkerzbergbau bei Ramsbeck. Z. B. H. u. S. W. i. Pr. 42, 1894.
180. Holzapfel u. a. Beschreibung der Bergreviere Wiesbaden u. Diez. Bonn, 1893.
181. Hummel, K. Über die Eisenmanganerze der Lindener Mark und des Lahngebietes im Allg. Z. f. pr. G. 32. 1924.
182. — Roteisensteinlager im Devon des Kellerwaldes. Z. f. pr. G. 30, 1912.
183. Kegel, W. Zur Kenntnis der devonischen Eisenerzlager in der südl. Lahnmulde. Z. f. pr. G. 31, 1923.
184. Klockmann, F. Die Erzlagerstätten der Gegend von Aachen und der Bergbau auf der linken Seite des Niederrheins. Berlin, 1910.
185. Krusch, P. Die nutzbaren Lagerstätten Belgiens, ihre geol. Position und wirtschaftl. Bedeutung. Essen, 1916.
186. Quiring, H. Natürliche Grundlagen und Zukunft des Siegerländer Eisenerzbergbaues. Z. f. B. H. u. S. W. i. Pr., 1926.
187. — Das präsideritische Faltengitter und die Altersfrage der tektonischen und gangbidenden Vorgänge im Siegerlande. J. pr. geol. L., 46, 1926.
188. Rose. Zur Frage der Entstehung der nassauischen Roteisensteinlager. Z. f. pr. G. 1908.
189. Schmidt, W. E. Über die Entstehung und Tektonik des Lagers von Meggen nach neuen Aufschlüssen, J. pr. geol. L., 39. 1918.
190. Schneiderhöhn. Mikrosk. Nachweis von Platin und Gold in der Siegerländer Grauwacke. Metall und Erz, 1920.
191. Schöppe, W. Der Holzappeler Gangzug. Arch. f. Lag. 1911.
192. Simmersbach, B. Der holländische Steinkohlenbergbau. Z. f. pr. Geol., 1922.
193. Stainier. Formations metallifères du cambrien des pays de Galles et de la belgique. Ann. soc. géol. belg. 17, 1889.
194. Stockfleth. Die geograph.-geol. und miner. Verhältnisse des südl. Teiles des Oberbergamtsbezirkes Dortmund. Verh. nat. Ver. Rheinland u. Westfalen 52, 1895.
195. Wemmer, M. Die Erzlagerstätten der Eifel. Iserlohn, 1909.
196. Zeleny. Das Unterdevon im Bensberger Erzbezirk. Arch. f. Lag. 1912.

Глава шестая

ВЕРХНЕ-РЕЙНСКИЕ ГОРЫ

1. ГРАНИЦЫ И ФОРМА

Под первично сплошным покровом пестрых песчаников в области верхнего Рейна в сердце древнего поднятия обнажаются ядра древних гор — Вогезы, Шварцвальд и Пфельцервальд, Оденвальд

и Спессарт. На севере они отграничиваются от Рейнских сланцевых гор молодой палеозойской впадиной — Саар-Веттерау. В настоящее время третичная тектоника, следующая древним структурным линиям, расчленяет их на отдельные глыбы, первичная связь которых не всегда ясна. Решающее значение имеют два элемента этой тектоники.

1. Система крупных складок с СВ—ЮЗ простиранием, обусловливающая следующее расположение отдельных элементов (с северо-запада на юго-восток): впадина Саар — Веттерау, антиклиналь Пфельцервальд — Оденвальд — Спессарт, впадина Пфальцбург — Крайхгау, антиклиналь Вогезы — Шварцвальд, впадина Зундгау — южный Шварцвальд.

2. Грабен долины Рейна, с простиранием на ССВ—ЮЮЗ и до меридионального, который отделяет западные и восточные антиклинали.

Что крупные складки с варисским простиранием покоятся на палеозойском фундаменте, ясно уже из того, что молодые палеозойские мульды следуют этому же направлению, и подтверждается далее тем, что северо-западные и юго-восточные антиклинали принадлежат стратиграфически и петрографически разным фациям. Оденвальд и Спессарт аналогичны Тюрингии и Рудным горам, а Шварцвальд и Вогезы — молданубскому комплексу Богемии и Центральному плато Франции. Таким образом эта система крупных складок является непрерывным западным продолжением главных варисских зон.

Рейнские разломы представляют собою наоборот замену «герцинских» СЗ—ЮВ разломов восточных массивов. И они также проходят вкрест древнего простирания. Оба эти направления можно рассматривать как правую и левую диагональ к региональным варисским движениям (Клоос). Дееке первый высказал мнение, что рейнское простирание также древнее, говоря о Шварцвальде. Бубнов встал на ту же точку зрения в отношении Оденвальда. Все новейшие исследования подтвердили это предположение.

Внутренняя структура, петрографический характер и стратиграфия отдельных массивов настолько различны, что они требуют самостоятельного рассмотрения.

А. СЕВЕРНЫЕ ГОРНЫЕ МАССИВЫ

2. СПЕССАРТ

Кристаллическая часть этих гор — предгорье Спессарта — (Vorspessart) исчезает на востоке и на юге под сплошным покровом цехштейна и пестрых песчаников. На западе оно граничит с диловиально-третичной впадиной реки Майна, а на севере погружается под красноцветную толщу веттерауской впадины.

При рассмотрении карты Спессарта *(VI, 13, 14)* бросается в глаза зональное распределение отдельных групп пород с СВ—ЮЗ до ВСВ—ЗЮЗ простиранием. Здесь легко выделить центральную ось всего хребта, так называемый главный гнейс Бюкинга [гольд-

бахский и штокштадский горизонты Тюраха (*VI, 95*), древний гранит Клемма *(VI, 43)*]. Это — светлый по большей части двуслюдяной гранито-гнейс отчетливо, а часто даже груболинзовидный, следующий в общем региональному ВСВ—ЗЮЗ простиранию; в деталях можно отметить значительную изменчивость в направлении сланцеватости. Этот гнейс пересечен очень однородной линейной структурой, проходящей в СВ направлении и независящей от сланцеватости. Этот древний гранито-гнейс сечется обычно повидимому несогласно мелкозернистым гранитом, богатым биотитом, также с яркой линейной структурой (зернистый гнейс Бюкинга, хейльбахский горизонт Тюраха).

Центральный гранито-гнейс перекрыт покровом слюдяных сланцев, с которыми он находится, по Клемму, в интрузивном контакте. Но этот покров широко развит только на севере, тогда как на юге известны лишь небольшие отдельные глыбы, вероятно к нему относящиеся (швейнхеймский горизонт Тюраха). Эта самая древняя порода Спессарта состоит из очень однородных по большей части грубых лепидобластических слюдяных сланцев, местами богатых ставролитом. Слюдяные сланцы, простирающиеся по большей части с В на З и круто падающие на север, образуют вероятно пачку слоев, собранную в изоклинальные складки, измененные впоследствии мелкой плойчатостью, совершенно независимой от главного простирания; об этом свидетельствует также наличие двух линейных структур, проходящих под острым углом друг к другу. На востоке наблюдается нечто вроде поперечного поднятия с обнажением нижнего гнейсо-гранита.

К северу следует широкая полоса слабее метаморфизованных

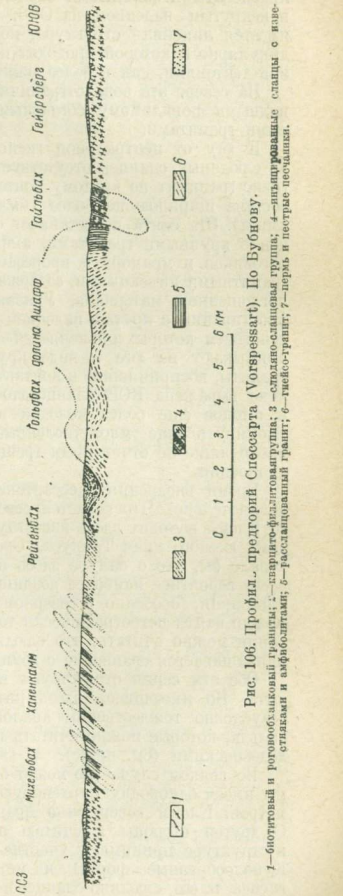


Рис. 106. Профиль предгорий Спессарта (Vorspessart). По Бубнову.

1—биотитовый и роговообманковый граниты; *2*—кварцито-филлитовая группа; *3*—слюдисто-сланцевая группа; *4*—инъецированные сланцы с изверстаниями и амфиболитами; *5*—рассланцованный гранит; *6*—гнейсо-гранит; *7*—пермь и пестрые песчаники.

пород, вероятно более молодых. Здесь наблюдается повторное чередование светлого мусковитового кварцита с зеленоватыми или красноватыми филлитами с очень правильным ВСВ простиранием и некрутым падением на ССЗ. На поверхностях слоев повсюду имеется линейная структура, полого падающая на запад, перпендикулярно к которой проходит поперечная система трещин. Двойной тектоники, как в более южных зонах, здесь не наблюдается.

На севере эта зона отграничивается слабо обнаженными линзовидными повидимому согласными роговообманковыми и биотитовыми гранитами.

К югу от центральной гнейсовой оси условия иные. Покров из слюдяных сланцев отсутствует здесь почти повсюду, и гранито-гнейс граничит по крутому контакту с зоной очень разнообразного состава шириною не более 1 *км* (зернисто-полосатые гнейсы Бюкинга). Эта свита представляет собою чередование слюдяных сланцев с крупными гранатами, амфиболитов, известково-силикатовых роговиков и мрамора и прорезается многочисленными согласными гранитными инъекциями, содержащими повидимому довольно много поглощенного материала. Указанная зона следует все время ВСВ простиранию с крутым падением на север. Инъицирующие граниты, действием которых объясняется сильный метаморфизм этой серии, примыкают на юге в виде крупного массива; это — биотитовые граниты, воспринявшие в контакте роговую обманку. Обычно в них ясно выражена ВСВ сланцеватость. В них включен в виде даек и штоков еще более молодой и более светлый гранит. Следует упомянуть еще многочисленные мощные керсантитовые дайки, проходящие по отчетливым трещинам и секущие гранит в ССВ направлении.

Время внедрения спессартских пород сейчас еще не выяснено окончательно. Что касается северной кварцито-филлитовой серии, то Клемм находит здесь известную аналогию с додевонскими породами южного края Таунуса. Сравнение с фациями Тюрингии показало бы, что о силуре здесь вряд ли может быть речь, так что всего вероятнее наиболее поздним временем является кембрий или альгонкий; особенно в северном крае Богемского массива (Эгер) можно найти петрографически тождественные серии. На этом основании можно считать, что слюдяные сланцы еще древнее, и здесь напрашивается сравнение с группой Рула—Броттероде.

Обе эти серии отсутствуют к югу от центрального гнейсо-гранита. Но имеющиеся здесь инъицированные сланцы и мраморы безусловно тождественны аналогичным породам западного Оденвальда, которые можно считать палеозойскими, а может быть даже додевонскими (см. ниже).

Во всяком случае не может быть и речи о том, что в Спессарте мы имеем однородную архейскую серию мощностью во много тысяч метров; Клемм совершенно прав в этом отношении (*VI, 40, 41*). С другой стороны я считаю по меньшей мере вероятным, что в структуре принимают участие и доварисские элементы (*VI, 13*). Куполообразные формы и метаморфизм центрального гранито-гнейса и его слюдяно-сланцевого покрова, носящих ясные следы

более древней измененной впоследствии тектоники и залегающих в общем несогласно в отношении южной зоны, обусловливаются вероятно каледонской или еще более древней складчатостью. Северная кварцито-филлитовая полоса образует свиту с изоклинальными чешуями на юг, т. е. в направлении гнейсового купола, как бы сокращенное крыло, обратное южному краю Рейнских сланцевых гор. Южная инъицированная сланцевая зона петрографически и тектонически представляет собою продолжение варисского Оденвальда, т. е. области особенно интенсивного магматического и тектонического метаморфизма варисского цикла.

3. ОДЕНВАЛЬД

Расположение крупных элементов Оденвальда сходно со Спессартом: на севере кристаллический массив погружается под красноцветную толщу впадины Саар—Веттерау; на востоке и на юге он перекрывается цехштейном и пестрым песчаником; на западе он уходит в глубину по третичным краевым впадинам Рейнского грабена. В пределах всего горного массива возможно провести очень отчетливое морфологически расчленение на западный — бергштрасский и восточный — бёльштейнский Оденвальд, благодаря трещине Отцберг с ССВ простиранием и ее продолжению в долине Вешниц. Что в основе этого расчленения лежит древняя структура, следует уже из того, что в западной части преобладает региональное СВ—ЮЗ простирание, тогда как на востоке имеем куполообразную структуру местами с почти горизонтальным залеганием гранито-гнейсов и простиранием, отклоненным в ССВ—ЮЮЗ (и до СЮ) направлении (*VI, 12, 13*).

Из числа пород, слагающих Оденвальд, самыми древними являются безусловно некоторые метаморфизованные осадочные образования.[1] Такие парагнейсы встречаются как в покрове бёльштейнского купола, так и в «варисских» гребнях Оденвальда; Клемм и Гоше *(VI, 31)* считают обе серии идентичными, тогда как Бубнов предполагает, что бёльштейнский покров может быть старше, и сопоставляет эту довольно однообразную серию гнейсов и слюдяных сланцев со слюдяно-сланцевой зоной предгорий Спессарта (Vorspessart).

Осадочная серия западного Оденвальда несколько более разнообразна, но почти повсюду сильно метаморфизована, так что все породы встречаются здесь в роговиковой фации — местами метаморфизация доходит до настоящего плавления. Только в северной части Оденвальда метаморфизм несколько ослабевает. Стратиграфию этой серии пока нельзя еще дать, так как и здесь в тех местах, где породы не разбиты на отдельные глыбы, залегание их также очень крутое, и не найден еще способ различить подошву от кровли. Клемм упоминает о свите пород с Геппенгеймского гребня,

[1] Гранитные включения в некоторых амфиболитах (туфах) осадочной серии указывают на более древнюю гранитную генерацию, положение которой неизвестно. Я лично думаю, что здесь имеется скорее всего связь с древним бёльштейнским гранитом.

которая позволяет составить себе представление о разнообразии этой серии; он расчленяет ее следующим образом снизу вверх: биотитовый роговик, амфиболит и известково-силикатный роговик, графитовый сланец, графитовый кварцит, известково-силикатный роговик. Если прибавить сюда правда довольно редкие мраморы, красноватые пятнистые сланцы северного Оденвальда и прекрасные гранатовые и эпидотовые роговики, то можно создать себе известное представление о чрезвычайном разнообразии исходного материала. Метаморфизм также очень разнообразный; на севере он слабее всего; в центральных частях господствует нормальная роговиковая фация, тогда как на юге наблюдается широко развитое переплавление пород.

Среди залежей известняков наиболее известна Ауэрбахская, знаменитая своими прекрасными контактовыми минералами. Метаморфизм зависит от роговообманкового гранита, на границе которого, по Гоппе, развита узкая переходная зона известковых силикатов. Неправильно распределенные внутри мрамора включения известковых силикатов (Eisknöpfe) Гоппе относит за счет первичного загрязнения известняка. Известняк был собран в складки еще прежде, чем начался метаморфизм и интрузии *(VI, 30)*.

Амфиболиты Оденвальда очень разнообразны; частью это рассланцованные основные глубинные породы, частью шальштейны и диабазовые туфы, частью диабазы, но все они были значительно метаморфизованы впоследствии.

О возрасте берштресских осадков нельзя сказать ничего определенного, так как ископаемые здесь отсутствуют. Гоппе сравнивает эту серию с девоном долины Брёйш в Вогезах и думает, что они в значительной степени аналогичны; в таком случае эта серия будет в основном средне-девонской. Это возможно конечно, может быть это даже и вероятно, но нет никаких доказательств, что здесь не представлены также и более древние и более молодые породы (вплоть до кульма). Ясно однако, как подчеркивал и Гоппе, что эквиваленты рейнского нижнего девона здесь отсутствуют. Полная аналогия с инъецированными сланцами южного Спессарта не вызывает во всяком случае никакого сомнения.

При перечислении изверженных пород Оденвальда нужно указать прежде всего большие массивы диабаза, распространенные главным образом в северном Оденвальде, встречающиеся местами также и в пределах осадочной серии. Глубинные породы чрезвычайно разнообразны; но между западом и востоком существует известная противоположность, так что обе эти области нужно рассматривать порознь (ср. Клемм, *VI, 40—42, 44—50*).

В бёльштейнском Оденвальде древний гранито-гнейс представляет собою самую древнюю глубинную породу; по мнению Клемма, он безусловно моложе сланцевого покрова, так как он в него инъецирован. Это довольно грубозернистая крупнолинзовидная порода с определенно докристаллической деформацией; преобладают разности, богатые биотитом, но встречаются и мусковитовые гнейсы. Сходство с ортогнейсами Шварцвальда поразительное. Линзовидность по большей части пологая; гранито-гнейс образует ядро купола.

Безусловно моложе, по Рамдору, своеобразные габбро Бёльштейна, для которых характерна обычно амфиболитовая краевая фация. Они образуют по большей части пологие пластовые залежи, но местами они секут гранит. По своему химическому составу они близки, по Клемму, некоторым лампрофирам западного Оденвальда, петрографический же их облик совершенно иной *(VI, 67)*. Совсем недавно Клемм определил их как диабазы.

Наряду с этим здесь имеется в пластовых залежах или в несогласном залегании более молодой мелкозернисто-аплитовый гранит красноватого оттенка; он распространен больше всего на границе гнейса и сланцевого покрова. Моложе ли он или старше габбро-амфиболитовой группы еще не вполне ясно.

Кислые и основные отщепления хотя и имеются здесь, но они менее распространены, чем в западном Оденвальде.

В бергштрессском Оденвальде древнейшие интрузивные тела состоят из габбро [1]. Они сопровождаются часто диоритовой краевой фацией, обусловленной, по Клемму, эндогенным метаморфизмом вследствие поглощения боковых пород. Диориты значительно более распространены, особенно на юге. Большие массивы их имеют региональное СВ простирание; наряду с ними встречаются многочисленные глыбы более молодых гранитов. В качестве жильных пород можно упомянуть габбро-пегматиты и габбро-аплиты (беербахиты).

В более молодой генерации гранитов можно различить три различные по времени интрузии: самая древняя — роговообманковый гранит, затем древний и молодой биотитовый гранит. Эта последовательность подтверждается включениями глыб и жилами. Роговообманковый гранит — среднезернистый, иногда порфировидный; древний биотитовый гранит — порфировый, а молодой — по большей части мелкозернистый и богат кремнекислотой. Первичная линзовидность наблюдается во всех разностях, прежде всего близ контактов; но в молодых гранитах она выражена значительно слабее

Связь с боковыми породами обоих древних гранитов по большей части согласная; молодые же граниты залегают часто несогласно.

Жильная свита оденвальдских гранитов очень разнообразна; можно указать следующие главные типы:

Одиниты — мелкозернистые темные производные, связанные преимущественно с габбровым окружением и сходные с ним химически; в настоящее время их принято считать лампрофирами гранитной магмы.

Аплиты как остаточные продукты гранитной магмы, залегающие в бесчисленных дайках без определенного простирания.

Моложе меланократовые малхиты и лейкократовые альсбахиты, которые считаются в настоящее время продуктами расщепления той же магмы. Для этих последних особенно характерна сланцева-

[1] Основной породой можно считать перидотит из Шризгейма (шризгеймит), залегающий отдельными глыбами в граните. Вообще члены основного ряда здесь редки, даже оливиновые габбро.

тость, параллельная зальбанду. Они распространены преимущественно на западе бергштрессого Оденвальда и простираются здесь обычно с В на З, перпендикулярно к сланцеватости гранита, сильно отклоняющейся здесь к северу.

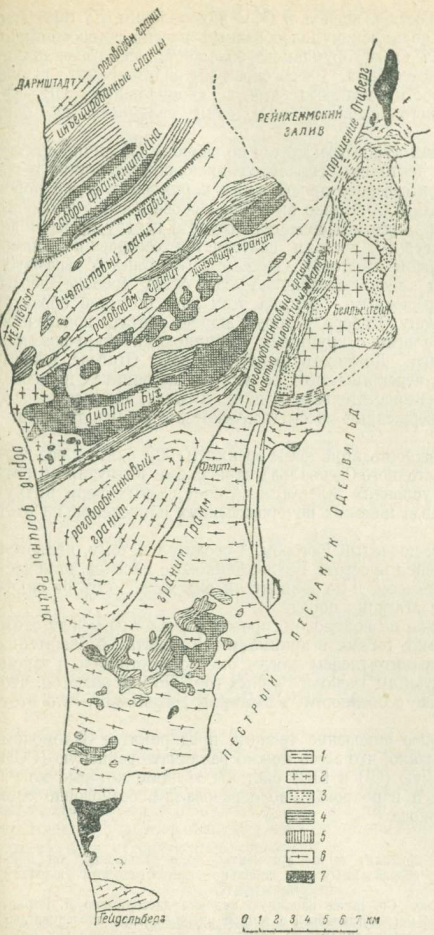
Моложе группа минетт, керсантитов и вогезитов, дайки которых простираются обычно в ССВ направлении.

Гранито-порфиры вероятно самая молодая группа из числа жильных пород; простирание их часто СЗ; эти группа частично может быть уже пермская.

История возникновения Оденвальда не может еще быть выяснена полностью за недостатком стратиграфических данных.

В северном бергштрессом Оденвальде мы имеем несомненно глубоко эродированные складчатые горы. Сланцевый покров глубинных пород сохранился только в отдельных гребнях, простирающихся в большинстве случаев с СВ на ЮЗ; но как на западе, на границе долины Рейна, так и на востоке простирание их отклоняется в ССВ—ЮЮЗ направлении и становится сигмоидальным. Это выражено часто очень ясно также и в сланцеватости согласно залегающих гранитов. Принадлежат ли эти осадочные гребни к изоклинальным глубоко вдавленным пачкам, и поднялись ли глубинные породы в антиклинальных или синклинальных зонах, нельзя еще установить с точностью. Самая северная габбровая полоса находится повидимому в ядре одного из куполов. Куполообразное строение повторяется, по Клемму, также и в других местах Оденвальда, но если принять это как предпосылку, то окажется, что другие массивы глубинных пород будут залегать в синклиналях, так что единой картины таким способом не получится. С другой стороны можно считать доказанным, что интрузия гранитов моложе складчатости, но что она произошла, когда эти движения еще продолжались (Клемм, Гоппе). Очень важно наблюдение Рюгера (*VI*, 77), что гранитные инъекции следуют в точности сланцеватости, которая сечет более древние изоклинальные мелкие складки. Отсюда также можно вывести заключение о многофазной тектонике. Отклонение структурных поверхностей к краю Рейнской долины может быть истолковано только в том смысле, что последняя представляла собою первоначально поперечную флексуру (*VI, 6, 12, 13*).

Бубнов указывал на совершенно аналогичное отклонение структурных поверхностей к северу в крае Бёльштейнского массива. Это отклонение совпадает с широкой милонитовой зоной ССВ простирания, разделяющей Оденвальд на две части (зона Отцберг). В южном бергштрессом Оденвальде, где эта зона захватывает область Оденвальда с ЮЗ—СВ простиранием, условия становятся чрезвычайно запутанными. В зоне нарушения поднимается биотитовый гранит, структурные поверхности которого простираются с востока на запад, т. е. перпендикулярно к его границам (гранит Тромм). На юге он содержит огромное количество сильно метаморфизованных глыб древних пород, залегающих совершенно неправильно, т. е. он как бы цементирует обломочную зону (Бубнов). В углу, образованном северными полосами с СВ простиранием и


Дармштадт
разрывы зоны
интенсивно-плойчатые сланцы
Рейнхеммский залив
Нижний Оденвальд
гнейсовидный
Бенсхеймский
Бенсхеймский
Бенсхеймский

зоной Отцберг, простирающейся в ССВ направлении, по Пфанненштилю (*VI, 64*), поднялся куполообразный массив роговообманкового гранита. Далее к югу фундамент обнажается еще раз в долине Нэккара близ Гейдельберга. Здесь снова мы видим гранит, структурные поверхности которого имеют «нормальное» СВ—ЮЗ простирание; многочисленные включения указывают на близость кровли.

Бёльштейнский купол трактуется по разному. Я лично считаю что своеобразная тектоника, сравнительно пологое залегание и тот факт, что южное и северное простирания нормальных серий пород западного Оденвальда отчетливо выступают снова после отклонения их этим куполом, — все это свидетельствует в пользу древней доварисской структуры, [1] которая повторяется совершенно аналогично в центральном предгорьи Спессарта (Zentrales Vorspessart). Представлены ли здесь каледонские или более древние черты, остается пока нерешенным. Граница этих двух областей образует вышеуказанную зону Отцберг, которую можно считать поперечной флексурой по аналогии с крупными «герцинскими» нарушениями Богемского массива. Древность структуры зоны Отцберг доказывается тем, что в перекрывающих ее пестрых песчаниках наблюдаются часто лишь незначительные сдвиги. Правда, здесь и позднее еще выходили изверженные массы (пермские порфиры и третичные базальты).

В противоположность этой точке зрения Клемм считает все глубинные породы восточного Оденвальда варисскими интрузиями и относит разницу в условиях залегания за счет разных форм интрузии, не давая правда никаких исчерпывающих объяснений на этот счет.

Другой вопрос, поднятый Рюгером, [2] сводится к тому, является ли только кажущейся простота Бёльштейнского массива, намечаемая пологим залеганием, и не зависит ли она может быть от сильных передвижек слагающих пород.

Такое толкование позволило бы провести аналогию между этим районом и Рудными горами в понимании Коссмата; бёльштейнские граниты и гранито-гнейсы могли бы соответствовать в таком случае серым и красным гнейсам Рудных гор. Но мне кажется, что даже в этом случае особенности тектоники доказывают, что этот район древнее.

Очень тщательное измерение трещин, предпринятое Заломоном в Оденвальде, показало, что здесь можно различать рейнскую (ССВ и ВЮВ) и варисскую (СВ и ЮВ) системы трещин, которые могут быть установлены и в покровах, но образовались безусловно еще в дотриасовом периоде.

---

[1] Эвальд отчасти приводит те же аргументы, но в дальнейшем он пришел к совершенно недоказанным и довольно фантастическим выводам (*VI, 27, 28*).

[2] Устное сообщение. Ср. также изданную недавно диссертацию Д. Корна, N. J. 1929. Я лично не могу согласиться с точкой зрения автора последней работы, защищающего гипотезу одинакового возраста обоих бёльштейнских «гранитов» на основании анализа их структуры.

4. ПФЕЛЬЦЕРВАЛЬД

По ту сторону Рейна фундамент обнажается под триасовым покровом лишь в немногих местах, главным образом по краю горного массива. Общего описания этого района еще нет. Очень недавно Л. Рюгер занялся исследованием этой области на основе новейших точек зрения, и из его сообщения можно извлечь нижеследующие данные; я выражаю ему особую благодарность за предоставление мне права использовать еще неопубликованные результаты его исследований.

Наряду с некоторыми залежами гранитов, совершенно аналогичных гранитам Оденвальда (Гейдельберг) (но отмеченных некоторым ослаблением кислой жильной свиты и преобладанием основной), здесь встречаются прежде всего близ Альберсвейлера расланцованные кристаллические породы, которые считались прежде гнейсом или гранитом; по Рюгеру, они представляют собой инъецированные сланцы в сильно смятой контактовой области. Инъекция исходит повидимому от вышеупомянутых гранитов. Поверхности сланцеватости простираются с востока на запад и падают обычно на юг. Здесь ясно выражена постоянная полосчатость (Striemung *B*, по Зандеру), простирающаяся на СВ 65—75° с легким падением на восток. Ясно выражена также и северо-южная трещиноватость, которую можно рассматривать как систему разломов (Reisskluftsystem), подчиненную полосчатости (Striemung *B*). Основные жилы залегают обычно по простиранию, и лишь небольшое число их проходит перпендикулярно к нему. Здесь встречаются также и бластомилониты с рейнским простиранием, так что аналогия с Оденвальдом довольно полная.

Возраст сланцев еще точно не установлен; по Рюгеру, однако в некоторых местах Пфальца можно встретить слабо метаморфизованные сланцы с остатками растений, повидимому девонские, но точного стратиграфического определения дать до сих пор не удалось. Вполне возможно, хотя и не достоверно, что эта серия одинакового возраста, а метаморфизм в таком случае последевонский.

5. ВЕРХНИЙ КАРБОН И КРАСНОЦВЕТНАЯ ТОЛЩА СЕВЕРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ (ВПАДИНА СААР—ВЕТТЕРАУ)

В пределах вышеописанных кристаллических массивов молодые палеозойские осадки ничтожны; вплоть до красноцветной толщи, а частью даже до цехштейна, они относятся к нагорью, ограничивающему с юга большую впадину Саар—Веттерау; их северный край располагается у Рейнских сланцевых гор. Полный осадочный цикл имеется только в области Саара—Наэ, на которой следует базировать стратиграфическое описание.

Стратиграфия

Карбон. Накопление осадков во внутренней впадине начинается в вестфальском ярусе, ограничивающем сравнительно узкую пло-

щадь с СВ—ЮЗ простиранием; точные СЗ и ЮВ границы ее скрыты позднейшими нарушениями и более молодыми осадками; на северо-западе она однако вряд ли доходит до современного края Рейнских сланцевых гор, а на юго-востоке должна лежать уже к северу от гранитов Альберсвейлера, так как эти последние перекрыты непосредственно верхними красными песчаниками. Нет никаких указаний на то, что карбоновая впадина доходит на северо-востоке до Рейна; на юго-западе наоборот она повидимому сильно расширяется в пределах французской Лотарингии и продолжается здесь далеко под покровом мезозойских осадков. Глубокое бурение обнаружило верхне-карбоновые осадки еще в области между Эпиналь и Туль. Фундамент этой впадины неизвестен точно; на основании галечников глубоких «саарбрюкских» пластов можно предполагать, что он состоит на юге из кристаллических пород, а на севере — из девонских и додевонских слоев Рейнских сланцевых гор *(VI, 5, 37)*.

Профиль снизу вверх может быть представлен следующим образом *(VI, 5, 37, 38)*:

Средний верхний карбон — вестфальский ярус = саарбрюкским слоям

Группа жирных углей:

Руководящие виды: *Neur. tenuifolia, N. linguaefolia.*

Детальное расчленение дает:

1. Ришбахские слои. До 800 *м* каолинсодержащих песчаников и конгломератов с 12 угольными пластами.

2. 200 *м* безугольных пластов.

3. Ротгельские слои около 240 *м* с 19 угольными пластами.

4. 63 *м* безугольной свиты.

Флора этой нижней части аналогична верхней зульцбахской флоре; Кесслер отмечает особо *Alethopteris Ingbertensis, Shenophyllum myriophyllum.*

П. Бертран считает стратиграфически важными: *Sphenopteris Sauveuri, Sph. quadridactylites, Sph. macilenta, Neuropteris Scheuchzeri, Sphenophyllum majus, Sph. emarginatum, Diplotmema Richthofeni.*

5. Зульцбахские слои 400—700 *м* с многочисленными угольными пропластками; около 20 из них промышленные.

Флора: *Palmatopteris furcata, Sph. trifoliata, Alloiopteris Sternbergi, Mariopteris muricata, Pecopteris plumosa, P. pennaeformis* var. *sarana, Desmopteris longifolia, .Alethopteris lonchitica, .A. Serli, A. Davreuxi, A. Grandini, Lonchopteris Bauri, Neuropteris gigantea, Linopteris neuropteroides, Sphenophyllum cuneifolium, Calamites Suckowi, C. Cisti, Annularia radiata, Lepidodendron dichotomum, L. obovatum, Sigillaria tesselata, Cordaites principalis, Asolanus camptotaenia* и др.

Группа пламенных углей:

1. Бедные углем пласты 320—500 *м*, на западе до 700 *м*.

2. Нижняя полоса пламенных углей 151—300 *м* с 2—3 промышленными пластами.

Важны прежде всего *Pecopteridium Defrancei, Sphenopteris Goldbergi.*

Кроме всех вышеперечисленных: *Rhacopteris asplenites, Ovopteris cristata, Ovopteridium Gutbieridium, Sphenopteris macilenta, Sph. Damesi, Mariopteris latifolia, M. neglecta, Pecopteris saraefolia, P. longifolia, Margaritopteris Coemansi, Odontopteris alpina, O. obtusa, Neuropteris flexuosa, Annularia sphenophylloides.* Отсутствуют *Neuropteris gigantea* и *Lonchopterides.*

3. Бедные углем пласты 250—500 *м.*

4. Верхняя полоса пламенных углей 100—390 *м*, до 20 промышленных пластов.

Флора очень близка к флоре нижних горизонтов; характерны *Neuropt. (Mixoneura) ovata* var. *sarana;* из числа новых видов Кесслер и П. Бертран указывают:

Ovopteris rutaefolia, Alloiopteris Essinghi, Pecopteris hemiteloides, P. unita, P. Pluckeneti, P. pectinata, Desmopteris integra, Alethopteris (Pecopteridium) Armasi, A. plebejum, Callipteridium pteridium, Odontopteris Reichi.

Оба эти отдела состоят преимущественно из темносерых сланцевых глин, серых песчаников и конгломератов. Полевошпатовые песчаники встречаются только в самых нижних слоях. Общая мощность достигает 2 500—3 800 *м.*

Верхний карбон — оттвейлерские слои = стефанский ярус

Нижние оттейлерские слои

Нижний отдел характеризуется красным цветом песчаников и сланцевых глин и содержанием полевого шпата в песчаниках. В основании лежит гольцский конгломерат с крупной галькой. Угольные пласты очень редки. Мощность достигает максимально 300 *м*, обычно же меньше.

Флора еще довольно близка к нижним горизонтам, важны *Sphenopteris macilenta, Pecopteris lamuriensis, P. arborescens, P. polymorpha, P. unita, Alethopteris lonchitica, A. Wewetzeri, Neuropteris auriculata, Callipteridium pteridium, Annularia stellata, A. sphenophylloides, Lepidodendron dichotomum, Eusigillaria, Sphenophyllum oblongifolium.*

Эта группа причислялась частично еще к верхним саарбрюкским слоям (Кесслер). По Бертрану, нахождение здесь *P. lamuriensis* указывает на идентичность с горизонтом Рив-де-Жир, так что границу может быть правильнее проводить ниже гольцского конгломерата.

В верхнем отделе внизу залегают темные сланцы с желваками извести и глинистым железняком и непромышленными пластами.

Руководящим ископаемым можно считать *Leaia Beantschiana.* Наверху полоса тощих углей с двумя промышленными пластами состоит из серых и красноватых сланцевых глин и песчаников. Мощность ее достигает 1 000 *м.*

Флора: *Ovopteris Decheni, O. Weissi, Pecopteris arborescens, P. candolleana, P. Pluckeneti, Callipteridium pteridium, Odontopteris Reichiana, O. subcrenulata, Linopteris Münsteri, Sphenophyllum cuneifolium, Sph. oblongifolium, Sph. Schlotheimi, Sph. emarginatum, Asterophyllites equisetiformis, Sigillaria Brardi.*

Представлены еще некоторые виды нижних горизонтов.

Средние оттвейлерские слои (слои Потцберг). Красные частью конгломератовые аркозы и красные глинистые сланцы с небольшим количеством угля. Мощность до 1 000 *м*.

Флора: *Pecopteris hemiteloides, P. feminaeformis, Sphenophyllum Sphenophyllum oblongifolium, Sph. cuneifolium, S. verticillatum, Sigil-Brardi.*

Верхние оттвейлерские слои (брейтенбахские слои). Серые тонколистоватые сланцевые глины и светлые песчаники и пресноводные известняки. Один пласт. Мощность до 125 *м*.

Sphenopteris Decorpsi, Ovopteris Decheni, Pecopteris Candolleana и др., встречающиеся уже глубже; *Callipteris subauriculata, Callipteridium pteridium, C. gigas, Alethopteris Davreuxi* и др., *Odontopteris Reichiana, O. subcrenulata, Neuropteris cordata, Linopteris Kessleri, Sphenophyllum oblongifolium, Sph. cuneifolium, S. verticillatum, Sigillaria Brardi, S. mamillaris, Calamites Suckowi* и др.

Общая мощность оттвейлерского горизонта достигает таким образом 2 400 *м*.

В общем мощность вестфальского яруса возрастает к юго-западу, тогда как, начиная от средних оттвейлерских слоев, наблюдается увеличение мощности к северо-западу. Граница с красным песчаником выражена очень неясно.

Красноцветная толща. Распространение нижнего красного песчаника в общем несколько больше, чем карбона; здесь вероятна слабая трансгрессия к северо-западу и юго-востоку, хотя отдельные горизонты ведут себя в этом отношении не вполне одинаково (Кесслер, *V*, 38). На северо-востоке нижние красные песчаники заходят возможно севернее Дармштадта (Шпрендлинген), а на юго-западе они продолжаются еще далеко во Франции. Только верхние красные песчаники трансгредируют далеко на СЗ (Трирский залив) и ЮВ (северные Вогезы — северный Оденвальд, Спессарт) и соединяются вероятно на северо-востоке с Тюрингенским лесом.

При детальном расчленении нужно опять исходить из Саарской области.

Нижние кузельские слои мощностью до 750 *м*, утоняющиеся к юго-западу до 150 *м*. Снизу вверх здесь можно различить:

Горизонт Ремигиусберг — красные песчаники и глины с небольшими прослойками известняка.

Горизонт Альтенглан — серые сланцы и песчаники с прослоями известняка, антракозидами, рыбами и стегоцефалами.

Горизонт Ванвег — красные конгломератовые песчаники.

Верхние кузельские слои. Комплекс мощностью до 1 100 *м*, который также выклинивается в юго-западном и северном направлениях.

Подотделы:

Горизонт Оденбах. Серые сланцевые глины и песчаники со скудными конгломератами и темным известняком. Растения, рыбы, стегоцефалы.

Горизонт Алзенц. Серые и желтые песчаники.

Горизонт Гооф. Песчаники, конгломераты и сланцевые глины со сферосидеритом и незначительными угольными пластами.

Флористически кузельские слои характеризуются первым появлением *Callipteris conferta*. Флора требует пересмотра. Прежде всего упоминаются: *Callipteris obliqua, Calamites gigas, C. varians, C. cannaeformis, Sigillaria rimosa, Pecopteris arborescens, P. imbricata, P. Miltoni, P. unita, P. Beyrichi, Odontopteris obtusa, Ovopteris Decheni, Alethopteris Serli, Walchia.*

Из фауны укажем прежде всего: в нижних слоях — *Sclerocephalus bavaricus*, а в верхних — антракозий, *Gampsonyx, Palaeoniscus, Amblypterus, Rhabdolepis, Sclerocephalus Häuseri, Branchiosaurus caducus.*

В пфальцском отделе в кузельских слоях встречаются маленькие основные изверженные массивы.

Лебахские слои. Эта свита пластов мощностью до 300 *м* состоит внизу из мелкозернистых песчаников, богатых слюдой, принимающих к западу конгломератовый характер, а вверху — из черных тонкослоистых сланцевых глин с конкрециями глинистого железняка и более богатой флорой и фауной. Лебахские слои трансгредируют повидимому на северо-западе довольно далеко на девонские отложения Хунсрюка, между тем как на северо-востоке, а вероятно и на юге, распространение их такое же, как и кузельских слоев или даже несколько меньшее.

В отношении флоры следует отметить редкость сигиллярий и лепидодендронов; часто встречаются следующие растения: *Walchia piniformis, W. filiciformis, Callipteris conferta, C. lyratifolia, Taeniopteris multinervis, Pecopteris Beyrichi, P. catadroma, Cyclopteris triloba.*

В глинистых железняках встречаются: *Gampsonyx fimbriatus, Amblypterus macropterus, Xenacanthus Decheni, Archegosaurus Decheni, Sclerocephalus latirostris.*

Толейские слои. До 100 *м* пестрых аркозов, песчаников и конгломератов со сланцевыми глинами. Из растений встречаются прежде всего окремнелые деревья. Распространение местами меньше, чем распространение нижних слоев; Кесслер относит это за счет нового понижения.

Прежде считали, что нижние горизонты красноцветной толщи продолжаются еще в Веттерау. Новейшие исследования Кюне (*V, 52*) показали, что это мало вероятно; верхние красные песчаники предположительно залегают там несогласно на значительно более древних слоях; также обстоит дело вероятно и в северном Оденвальде. Самые восточные нижние красные песчаники находятся вероятно близ Шпрендлингена к северу от Дармштадта, где они достигают в последний раз значительной мощности. К западу мощность осадков также уменьшается, и к западу от р. Саара во время нижних красных песчаников была вероятно уже суша.

Верхние красные песчаники. Верхние слои залегают по большей части определенно несогласно на нижних красных песчаниках. Определяемая этим заальская орогеническая фаза подчеркивается интенсивной вулканической деятельностью, начавшейся интрузиями лакколитов и покровными излияниями и проявившейся

в дальнейшем образованием мелафировых покровов. Эти последние встречаются в виде пластовых залежей и в более древних слоях.

Период вулканической деятельности соответствует так называемым *сётернским слоям*, сложенным главным образом перечисленными изверженными породами, их туфами и заключенными между ними осадками с компонентами изверженных пород. Особенно распространены порфировые конгломераты в основании. Сётернские слои относились до сих пор к нижнему красному песчанику (или среднему красному песчанику), но Кюне разъяснил недавно, что они представляют собою повидимому только фацию самых низов верхнего красного песчаника; они достигают значительной мощности только поблизости от крупных порфировых массивов и скоро выклиниваются в стороны. Поэтому в настоящее время самостоятельность их сомнительна.

Вверху следует мощный комплекс *вадернских слоев*, состоящих преимущественно из красных конгломератов и песчаников с кварцитовой и мелафировой галькой.

Вверху появляются маломощные *крейцнахские слои*, состоящие преимущественно из красных сланцевых глин и мелкозернистых песчаников.

В Веттерау Кюне расчленяет красноцветную толщу на базальный конгломерат, средний комплекс серых аркозов и песчаников и верхнюю серию красных песчаников и глин с прослойками известняков. Местами в пределах этой свиты пластов встречаются мелафиры. Нижняя часть этого комплекса (с *Walchia* и *Odontopteris obtusa*) относилась прежде к нижнему красному песчанику.

В северном Оденвальде верхний красный песчаник сильно распространяется. Самыми древними можно считать здесь порфиры, переходящие в район Гейдельберга. Наряду с покровными излияниями здесь обнаружены в последнее время и принадлежащие к ним жильные породы (И. Фёлькер, *VI, 98*). Покров красных песчаников в Оденвальде имеет лишь незначительную мощность (20—30 *м*). На севере, по Клемму, можно различить нижние конгломераты с порфировой галькой и над ними песчаники с плитчатыми известняками. Известно несколько мелафировых излияний моложе этой серии. Кюне считает по аналогии с Веттерау, что и этот комплекс относится полностью к верхнему красному песчанику.

В среднем Оденвальде и в Спессарте отсутствуют часто какие бы то ни было следы красных осадочных образований; они появляются снова только около Гейдельберга, причем мощность их здесь очень незначительна. Тщательные исследования Штригеля показали, что верхний красный песчаник отлагался здесь не на ровной, а на слабо волнистой поверхности, в которой можно различить холмы и долины с пологими углами склонов в 3—5° *(VI, 92)*.

6. ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ И ТЕКТОНИКА

Тектоническое развитие впадины Саар—Веттерау можно проследить связно только в области левого берега Рейна.

Молодые палеозойские образования Саарской области могут

быть расчленены в крупных чертах на южную антиклиналь — Пфальц—Лотарингия и северную передовую впадину Примс—Наэ с СВ—ЮЗ простиранием. Южная антиклиналь, в которой обнажаются саарбрюкские слои, выходит на поверхность только северным крылом, так как южное крыло опустилось на глубину до 3 000 м вследствие нарушения, направленного несколько вкось к простиранию. По ту сторону этого главного южного сброса оттвейлерские слои залегают под пестрым песчаником, который перекрывает частью саарбрюкские слои и за сбросом; следовательно главный сброс также еще дотриасовый.

Лотарингская главная антиклиналь не однородна по своему строению, она усложняется местами параллельными седлами и разделяется поперечными поднятиями на отдельные купола. Здесь имеются значительные древние продольные и поперечные нарушения; к ним присоединяются молодые рейнские разломы. Северная мульда также имеет вздутие по оси, на котором лежит порфировый массив Нофельда. К западу от него ось мульды Примс падает на юго-запад; к востоку от мульды Наэ падает на северо-восток. В области оси мульды и в ее северном крыле красный песчаник залегает уже непосредственно на древнем фундаменте; не особенно интенсивная сама по себе саарская складчатость резко асимметрична. Она простирается в общем с СВ на ЮЗ, но связывается с многочисленными поперечными отклонениями и носит таким образом ясно «брахиантиклинальный» характер.

Главная складчатость произошла безусловно на границе верх-

Рис. 108. Профиль Саарской области с севера (слева) на юг (справа). По П. Кесслеру.

1—гранит и гнейс; *2*—*к. карбон*; *3*—слои Ришбах; *4*—ротлежендские слои; *5*—слои Зульцбах; *6*—нижние безугольные свиты; *7*—нижние пламенные угли; *8*—верхние безугольные свиты; *9*—верхние пламенные угли; *10*—верхние саарбрюкские слои; *11*—мелафировые покровы; *12*—мелафировая интрузивная залежь; *13*—средний пестрый песчаник; *14*—верхний пестрый песчаник; *15*—нижние оттвейлерские слои; *16*—средние оттвейлерские слои; *17*—верхние оттвейлерские слои; *18*—нижние кузельские слои; *19*—верхние кузельские слои; *20*—людские слои; *21*—тодтские слои; *22*—вадрисские слои.

него и нижнего красного песчаника (заальская фаза). Но более слабые движения можно установить также и на нижней границе триасовых отложений (пфальцская фаза). В покровных породах также удается проследить слабую плойчатость, проходящую в общем согласно с древней заальской тектоникой.

С главной заальской складчатостью связана интенсивная изверженная деятельность. Последовательные извержения начинаются у верхней границы нижнего красного песчаника кислыми порфирами, не образующими правда почти нигде покровов; далее идут основные породы в следующей последовательности: авгитовый порфирит, базальтовый мелафир (пограничные залежи в широком распространении), диабазовый мелафир (покровный толеит). Относящиеся сюда интрузивные породы сильно дифференцированы (авгитовый сиенит-порфир, керсантитоподобный авгитовый порфирит-кузелит, офитовый диабаз, толеитовый габбро-диабаз). Интрузия и излияния произошли, по Рейсу, после того как главные элементы были собраны в складки, но они связаны закономерно с этим процессом в том смысле, что глубокие центры извержений располагаются повидимому под мульдами; интрузивные залежи поднимаются из них «полусогласно» (halbkonkordant — «akkordant»), преимущественно по крыльям складок, следуя видимо зонам ослабления складчатости (рис. 109). Эффузивные покровные излияния локализуются в зонах мульд (*VI, 71, 72, 73*).[1]



Рис. 109. Схема молодого палеозойского вулканизма в Саарской области. По О. Рейсу.

1—эффузивы; *2*—интрузивы.

Если попытаться дать общий обзор развития этой области, то получится следующая картина: первое большое понижение произошло в сравнительно узкой полосе с СВ—ЮЗ простиранием в ранне-вестфальское время; возможно, что оно даже несколько старше, так как стратиграфия самого нижнего карбона не установлена в точности. Северо-восточная граница этой впадины находится еще на левом берегу Рейна, но к юго-западу она повидимому сильно расширяется. По Кесслеру, уже в это время начинается поднятие антиклинали Пфальц—Лотарингия (*VI, 38*). Начинается привнос громадных количеств обломочного материала как с юго-запада, так и с северо-востока. В стефанском ярусе накопление осадков продолжается, только область наибольшего опускания передвигается к северо-востоку, и ось впадины перемещается повидимому также на северо-запад; по Кесслеру, антиклиналь Пфальц—Лотарингия впоследствии поднялась еще выше.

[1] Картина извержений весьма сходна с таковою же во внутренней судетской мульде, только последовательность дифференциации обратная.

Одинаковые тенденции в движениях — перемещение оси мульды к северо-западу, поднятие южной антиклинали, передвижение зоны максимального накопления осадков к северо-востоку — наблюдались также и во время нижних красных песчаников. Ввиду того, что отсутствуют какие-либо резкие дислокации, эти движения можно считать эпейрогеническими; выраженной астурийской фазы здесь во всяком случае не наблюдается.

На границе нижнего и верхнего красного песчаника следует затем интенсивное складкообразование, связанное с значительными вулканическими извержениями. Эрозия краев бассейна, скопление обломочного материала и горообразование выравнивают затем в значительной степени абсолютные высоты впадины и форланда. «Бассейн переливается» (Борн, *XII, 10*), т. е. верхние красные осадки трансгредируют по всем направлениям на область карбоновой впадины. На северо-западе отложение осадков распространяется вплоть до Трирского залива; на северо-востоке осадочный район присоединяется к Тюрингии и Заальской области. На юге обломочные массы покрывают большие пространства сильно денудированного нагорья до северных Вогезов. СВ—ЮЗ ориентация краев все же сохраняется. Развитие, особенно перемещение осей бассейнов и сильное «переливание» («Ueberlaufen») верхних красных песчаников, напоминают в значительной степени условия в бассейне Рудных гор и в западных Судетах (см. гл. IX).

В. ЮЖНЫЕ ГОРНЫЕ МАССИВЫ

Геологический облик южных горных массивов значительно отличается от северных: метаморфизованные и неметаморфизованные палеозойские осадки здесь редки и распространены только по краям; в варисской изверженной свите обнаруживается явное преобладание кислых членов. В общем оба массива сложены из гнейсов и гранитов, причем первые господствуют в Шварцвальде, а вторые — в Вогезах. Невольно бросаются в глаза аналогии с молданубским комплексом Богемского массива.

Морфологически обе эти области симметричны по отношению к разделяющему их Рейнскому грабену; они образуют два куполообразных вздутия с северо-восточным простиранием, перекрытых периклинально мезозойской серией, за исключением той стороны их, которая обращена к долине Рейна. Это расположение зависит не только от третичного горообразования, о чем свидетельствует наличие больших впадин, выполненных красными песчаниками в южном и северном крае. Расчленение в западно-восточном направлении также древнее, как будет показано ниже.

7. ШВАРЦВАЛЬД

Общая картина Шварцвальда может быть вкратце изображена следующим образом: центральный гнейсовый массив, окруженный полукольцом гранитных массивов, в которых включены отдельные палеозойские осадочные мульды и маленькие гнейсовые глыбы.

Таким образом здесь можно различить три независимых элемента.

Гнейсы. Начиная с классических исследований Розенбуша и Зауэра, в Шварцвальде различают две серии: парагнейсы (гнейсы Ренх) и ортогнейсы (гнейсы Шапбах). Основные принципы этого деления прекрасно сопоставлены в последнее время Дееке (*VI, 22, 75, 76, 84*).

Ренхские гнейсы представляют собою типичные осадочные гнейсы, очень разнородные химически и минералогически; главные составные части их биотит и кварц, тогда как содержание полевого шпата очень изменчиво; при резком уменьшении количества полевого шпата получаются разности слюдяно-сланцевого типа. Из числа акцессорных минералов наибольшее распространение имеют силлиманит и кордьерит. Текстура преимущественно слоистая, отдельные компоненты располагаются пластами, так что наиболее резкая разница наблюдается перпендикулярно к слоистости, вероятно первичной. В виде включений встречаются кварциты, зернистые известняки, известково-силикатные породы, осадочные амфиболитовые гнейсы и графитовые гнейсы, т. е. типичные ассоциации молданубского комплекса (см. тл. VIII); но здесь эти включения реже, чем в Богемии. Характерными считаются и внешние формы — мелкое раздробление, глубокое выветривание, отсутствие каменных потоков и скал. Это безусловно древний осадочный комплекс, деформированный до кристаллизации и превращенный в кристаллический сланец в условиях катазоны.

Своеобразным местным образованием являются кинцигитовые гнейсы, тип которых может быть представлен комбинацией биотита, полевого шпата и граната с значительным содержанием графита и переменным содержанием кварца; часто встречаются также значительные количества кордьерита. Структура груборовиковая; полевые шпаты распределяются не слоями, а залегают в виде изотермических зерен в основной биотитовой массе. Кинцигитовые образования встречаются главным образом у контакта с более молодыми гранитными массивами, но попадаются местами также и на границах с ортогнейсами. В этом — также ясная аналогия с молданубским комплексом.

Ортогнейсы отличаются наоборот в общем равномерным химическим и петрографическим составом и постоянным средним содержанием полевого шпата. Структура преимущественно параллельно шлировая с постепенными переходами, а в некоторых случаях почти зернисто-гранитовая.

На выходах они отличаются более свежим характером и образованием каменных потоков и скал; при разрушении они дают обломки неправильной формы или щебенку.

Наиболее распространенный тип — это слюдяные гнейсы с биотитом, плагиоклазом, ортоклазом, кварцем и роговой обманкой и ортитом в качестве примесей. В особенности последний считается характерным для определенных ортогнейсов. Кордьерит и силлиманит встречаются реже и связаны повидимому с близостью осадочных гнейсов. Текстура изменчивая: массивная, шлировая; в неко-

торых случаях наблюдается сильная плойчатость. Иногда в этих породах заметна еще типичная последовательность выделения глубинных пород, так что Швенкель отрицает их кристаллобластический характер. Несколько отличным типом можно считать богатые кварцем биотитовые гнейсы с мирмекитом, антипертитом и большим количеством граната, первично-плойчатые, представляющие в известной степени переход к гранулитам.

В качестве особых типов можно указать (Швенкель, *VI*, 88):

Тип Биберах — мелкозернистый, бедный слюдою, но отличающийся от гранулитов отсутствием граната. Антипертитовые плагиоклазы, не содержащие мирмекита; последовательность выделения типично гранитовая, текстура почти массивная. По Швенкелю, дело касается здесь поздних остаточных магматических продуктов. Местами они связаны с настоящими гранулитами, образуя ленточные гранулиты.

Тип Хаслах — мусковитовый гнейс с ситовидной структурой, мирмекитовыми сростками и несовершенной параллельной текстурой.

Гранулиты имеют довольно значительное распространение в Шварцвальде, но вряд ли они образуют здесь где-нибудь такие крупные массивы, как в Богемии. Они встречаются тут в виде пластовых залежей, линз, повидимому также в виде секущих жил. Здесь отсутствует типичная для Богемии связь с основными глубинными породами. Швенкель трактует их как остаточные продукты ортогнейсовой магмы. В остальном характерны опять-таки бедность водою, отсутствие или малое количество слюды, богатое содержание граната и случайное — силлиманита, мелкозернистая структура и тонкая полосчатость. Антипертитовые полевые шпаты и мирмекит здесь очень распространены.

Из числа основных типов наряду с указанными роговообманковыми гнейсами можно назвать прежде всего широко распространенные габброидные амфиболиты, более редкие серпентиниты и очень редкие анортозиты (*VI*, *68*). Какие из этих пород можно отнести за счет диференциации ортогнейсовой магмы, а какие считать включениями глыб более древней эпохи интрузий, пока еще не выяснено.

Резкое разделение орто- и парагнейсов исходит из условий северного Шварцвальда, где оба элемента по большей части хорошо распознаются в поле; по новейшим исследованиям Ниггли, правильно вычисленные химические анализы подтверждают это разделение (*VI*, *62*). Связь в общем согласно интрузивная; по мнению Швенкеля, нет надобности в том, чтобы это согласие распространялось на все мельчайшие детали. На границе в ортогнейсе залегают по большей части глыбообразные и линзовидные полосы осадочных гнейсов.

К югу условия становятся более сложными. Признаки инъекционной связи все усиливаются и одновременно появляются смешанные типы, которые и химически представляют собою промежуточные члены. Такие смешанные гнейсы были описаны прежде всего Швенкелем и Шнарренбергером из Шауинсланда, затем

Нигли и Зутером из Лауфенбурга. Превращение идет здесь через пропитывание летучими компонентами до настоящего растворения осадочных глыб гранито-гнейсом. На юге условия сложнее, потому что здесь сказалась также интенсивная инъекционная деятельность молодых карбоновых гранитов. Гнейсы южного Шварцвальда — полиметаморфические, но первое огнейсование, по Нигли, старше карбоновой складчатости и интрузий.

Тектонические условия гнейсовых пород и их возраст еще мало выяснены. Ввиду того, что гнейсовые компоненты встречаются уже в кульме края Шварцвальда, и что контакт с древними карбоновыми гранитами часто явно несогласный, нельзя сомневаться в доварисском возрасте деформации и огнейсования, хотя это и идет в разрез с взглядами Клемма и других; но их доводы нельзя считать достаточно обоснованными. Появление гнейсовых компонентов в кульмских отложениях Вогезов и в среднем девоне долины Брёйш подтверждает наше мнение. В Шварцвальде наоборот докембрийский возраст не может быть доказан непосредственно, так как здесь отсутствуют соответствующие осадки. В пользу последнего предположения говорит только общая аналогия с молданубским комплексом и наличие неметаморфизованных древнепалеозойских и еще более древних пород в северных Вогезах. С другой стороны, когда ван-Вервеке (*VI, 104*) высказал недавно предположение о том, что среди шапбахских гнейсов имеются типы, соответствующие каледонской интрузивной фазе, то вряд ли возможно опровергнуть его точку зрения; правда столь же трудно и доказать ее. Деформация и региональное огнейсование могут все же быть старше, чем эти может быть несколько более молодые гранито-гнейсы.

При рассмотрении основных черт тектоники бросается в глаза, что центральный гнейсовый массив разделяется морфологически ясно на две довольно разнородные части долиной Эльц с СВ простиранием (см. рис. 110). На северо-западе можно различить ряд полос ренхских и шапбахских гнейсов с ССВ—ЮЮЗ простиранием, залегающих по большей части очень круто и сохраняющих по простиранию довольно однородный петрографический характер. На юго-востоке имеется большой центральный массив ренхских гнейсов с очень пологим почти горизонтальным залеганием в средних частях; повидимому мы имеем здесь дело с более или менее ясно выраженным куполом С—Ю ориентации, который круто падает только по краям, где он сопровождается ортогнейсами с инъекционными и смешанными зонами. Шнарренбергер (*VI, 86*) упоминает, что этот купол перекрыт местами несогласно круто залегающими массами чередующихся полос ренхских и шапбахских гнейсов, облик которых напоминает северо-западную глыбу. По его мнению, погружение купола на оси долины Эльц на 800 *м* позволяет думать о первичном тектоническом перекрытии южного купола северо-западными полосами, от которых сохранились одни только «утесы».

Эта надвиговая тектоника, в настоящее время еще чисто гипотетическая, безусловно доварисская, так как границы ее структуры перерезаются несогласно карбоновыми гранитами.

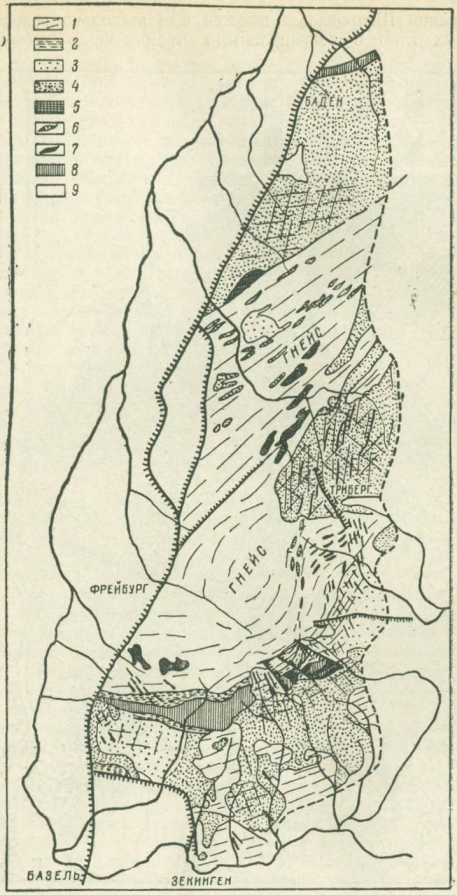
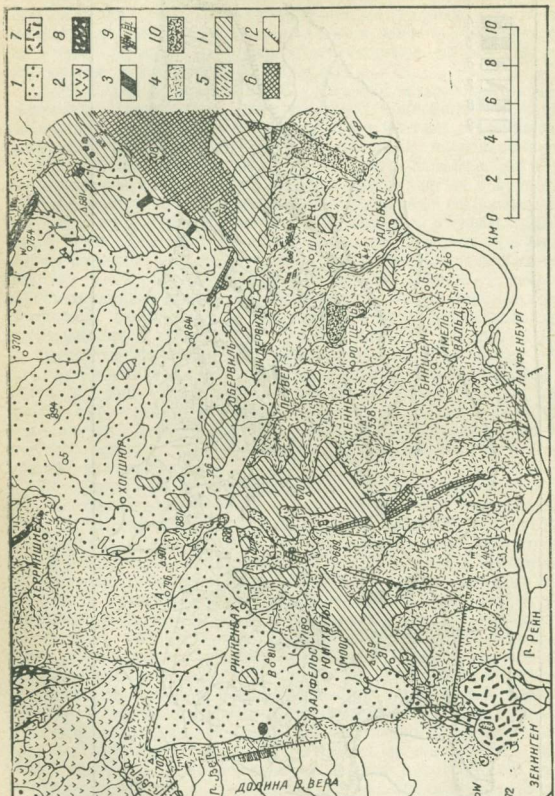


Рис. 110. Обзорная карта Шварцвальда.

1—гнейс; *2*—рассланцованный гранит; *3*—молодой гранит; *4*—древний гранит; *5*—сиенит; *6*—аплит; *7*—порфир и порфирит; *8*—девон и кульм; *9*—покровные пласты.

В южном Шварцвальде имеется еще несколько разрозненных гнейсовых глыб с неправильными границами и невыясненной


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
0 2 4 6 8 10 км
ЗЕКИНГЕН
Р. РЕЙН
ЛАУФЕНБУРГ
ДОЛИНА Р. ВЕРА
ГЕХЕНШВАНД
АЛЬБТАЛЬ
ЮЖНЫЙ ГРАНИТ
ЗАЛЬФЕЛЬДСКИЙ ГРАНИТ
ГРАНИТ ЗЕЛЬБЕРГА
ГРАНИТ ЗЕЛЬБАХА
ГРАНИТ ЗЕЛЬБЕНКОПФА
ГРАНИТ ЗЕЛЬБЕНКОПФА
ГРАНИТ ЗЕЛЬБЕНКОПФ

Палеозой. Распространение палеозойских осадков в Шварцвальде незначительно и ограничивается северным и южным краем.

На севере между Баденом и долиной р. Мург располагается комплекс с ВСВ—ЗЮЗ простиранием и падением на юго-восток, состоящий из контактово-метаморфических граувакковых сланцев с согласно залегающими зелеными сланцами, диабазами, серицитовыми сланцами и зернистыми известняками; примыкающий с юга гранит образовал здесь нормальную контактовую область (роговик—пятнистый сланец — нормальный сланец) (*VI, 25*). В долине Мург близ Гаггенау на продолжении этого комплекса лежат своеобразные сильно метаморфизованные инъекционные породы.[1] Аналогичные типы пород встречаются, по Дееке, и дальше к югу в форме глыб в граните (долина Бюль). Эти породы принято считать обычно продолжением среднего девона северных Вогезов (долина Брёйш); но никаких доказательств этой точки зрения нет; здесь вполне возможен и древне-палеозойский возраст.



Рис. 112. Каменноугольные осадки и эффузивные породы на границе гранита и гнейса в юго-восточном Шварцвальде. По Бубнову.

1—гнейс; *2*—древний гранит; *3*—рассланцованный гранит; *4*—кульмские сланцы; *5*—верхне-кульмские конгломераты и туфы; *6*—молодой гранит; *7*—кварцевый порфир; *8*—сброс.

На юге частично опрокинутая мульда слабо метаморфизованных граувакк и сланцев сопровождает край центрального гнейсового массива от Баденвейлера до Ленцкирха (*VI, 7—10*). Эта зона образует дугу со слабой выпуклостью на юг; она надвинута с севера, рассечена и инъцирована гранитом. В эту серию включены согласно метаморфизованные амфиболиты, производные диабазовой или габброидной магмы. Мощность достигает 1 000 *м*. Единственные найденные здесь ископаемые наряду с довольно безразличными остатками растений это — в верхних горизонтах *Protocanites* cf. *Lyoni* и в изолированной глыбе *Elonichthys (VI, 90)*. На основании этого можно сказать с уверенностью, что в состав этого массива входят низы нижнего карбона (горизонт I — протоканитесовый горизонт) или верхний девон (= VII горизонту с *Gattendorfia)*. Что нижние части этой серии верхне-девонские, этого доказать нельзя, но это не лишено вероятности по аналогии с южными Вогезами.

[1] Они напоминают обычно вышеописанные смешанные породы Пфальца.

Эта серия перекрывается несогласно свитой грубых конгломератов со сланцами, богатыми слюдой и растительными остатками, порфиритовыми и порфировыми туфами и принадлежащими к ним излившимися покровами. Местами здесь встречаются маленькие примазки антрацитовых углей. Конгломераты содержат: гранит, сланцы более древней серии, порфириты ранней фазы извержений, а на западе также и гнейс.

Мощность достигает нескольких сот метров, но сильно колеблется. Здесь дело касается повидимому отдельных бассейнов, а не связного морского покрова.

Флора бедная (*VI, 80, 91*):

Adiantites tenuifolium, Sphenopteridium dissectum, Cardiopteris Hochstetteri, C. frondosa, Sphenophyllum tenerrimum, Asterocalamites scorbiculatus, Lepidodendron Veltheimi, Ulodendron.

Это — еще кульмская ассоциация, которую кажется возможно отнести к верхнему визе.

Граниты. Карбоновый вулканизм представлен в Шварцвальде прежде всего гранитами, характерной чертой которых является необычайная бедность известью. Эту магматическую группу можно считать, по Нигли (*VI, 62*), тихоокеанской со средиземноморским оттенком. Этот тип на редкость однороден во всем Шварцвальде. Предшественниками можно считать габброидные породы, которые встречаются правда только в виде включений в южно-шварцвальдском граните (Эрбсберг, *VI, 65*); я считаю возможным, что здесь имеется связь с амфиболитами и самой нижней кульмо-девонской серией. Главная интрузия начинается в нижнем карбоне (вероятно в турнэйское время) в связи с бретонской складчатостью древних осадочных серий. Первыми интрузивными телами являются амфиболовые граниты (долина Вера, *VI, 26)* и довольно сильно рассланцованные, включенные в гнейс местами еще согласно, сиенитовые и диоритовые производные (эрценбахские «сиениты» среднего Шварцвальда, дурбахиты — на севере; *VI, 85*). Лишь немногим моложе рассланцованный аплитовый гранит, залегающий вдоль границы центрального гнейсового массива и южной кульмской мульды, вызвавший довольно сильные инъекционные явления (*VI, 7*). Эти самые древние производные, возраст которых определяется аномалиями в последовательности выделения главного гранита, встречаются только частью в форме самостоятельных интрузивных тел; часто они представляют собою только краевые фациальные образования гранитов (*VI, 10*).

Следующие далее главные граниты группируются вокруг четырех массивов, охватывающих почти непрерывной полосой гнейсовые массивы с севера, востока и юга. Здесь резко выражено преобладание биотитовых гранитов с беспорядочно зернистым строением и очень однородным составом. Сланцеватость встречается редко, линейная структура и закономерная трещиноватость наоборот широко распространены (см. рис. 110).

Большой массив северного Шварцвальда зажат между баденскими «девонскими» полосами и центральным гнейсовым массивом; отсюда упоминаются порфироподобные разности, богатые му-

сковитом шлиры и кордьеритовые разности (хлорофиллитовые граниты). Линейная структура проходит, насколько известно в настоящее время, почти с востока на запад, а трещины и жилы идут в СЮ и до ССВ—ЮЮЗ направления.

Массив восточного Шварцвальда (Трибергский массив) состоит из довольно однородного гранита со шлирами миаролитового двуслюдяного гранита. Линейная структура и очень слабо выраженная сланцеватость идут почти с севера на юг и пересекаются двумя системами трещин в СЗ и СВ направлениях. Гранит сопровождает восточный край центрального гнейсового массива и погружается под него на юге, тогда как на севере он может быть его перекрывает. Я допускаю, что гранит имеет на западе очень круто поставленную область питания на продолжении долины Эльц и несогласное пологое залегание на востоке как внутри массива, так и между гнейсами (*VI, 11*).

Массив юго-восточного Шварцвальда (озеро Шлух — долина р. Альб) петрографически довольно однороден; к югу возрастает основность пород (сиенитовые и роговообманковые разности) и развивается порфировая краевая фация. Линейная структура на западе проходит в ВЗ направлении, а на востоке она становится СВ—ЮЗ. Перпендикулярно к ней проходят поперечные трещины. Магма поднялась по трещине соприкосновения между гнейсом и карбоно-девоновой серией (*VI, 10*).

Массив юго-западного Шварцвальда (Блауэн), по Шредеру, не однороден, он состоит из каймы грубозернистого, частью богатого роговой обманкой древнего гранита и из более молодого мелкозернистого ядра. В общем здесь наблюдается куполообразное строение; возможно, что кровля была образована и здесь также нижнекульмо-девонской серией, в значительной степени эродированной (*VI, 87*).

К интрузии главных гранитов примыкает жильная фаза, начинающаяся аплитами и пегматитами. Сюда же можно может быть причислить бесчисленные жильные граниты, прорезающие целыми пачками северные части центрального гнейса, залегающие по большей части согласно и расширяющиеся местами до небольших штоков (богатый турмалином двуслюдяной гранит Нордраха). Нитгли различает в южном Шварцвальде более древнюю белую и более молодую красную аплитовые инъекции. Возможно однако, что некоторые из перечисленных жильных гранитов относятся к подготовительной фазе интрузии, т. е. старше ее.

Далее следуют гранит-порфировые, а затем лампрофировые дайки (минетты, керсантиты и слюдяные порфириты) с такой же тенденцией к расщеплению, как у предшественников главной интрузии. Лампрофировая группа, включая и слюдяные порфириты, залегающие пачками к югу от Трибергского массива, представлена слабо.

Последней — уже после верхне-кульмского накопления осадков — является интрузия очень кислого миаролитического двуслюдяного гранита, которую можно установить только в юго-восточном Шварцвальде (Беренталь—Эйзенбах), связанная с излившимися

покровами в следующей последовательности: порфирит — сиенитовый порфир — богатый кварцем гранофир. Этот гранит сечется гранито-порфирами, встречающимися в виде гальки уже в среднем верхнем карбоне (*VI, 10*).

По моим исследованиям, гранит образует поднимающуюся к югу и юго-востоку плиту, залегающую между древним гранитом в подошве и гнейсом или древними сланцами в кровле. По простиранию он представляет собою очень пологий купол, выпуклый к юго-востоку с веерообразными трещинами. Гребень купола обрушился в период образования по СЗ—ЮВ разломам, и излившиеся эквиваленты интрузивной массы ограничились в своем распространении грабеном (см. рис. 112, 113).

В общем изверженные породы Шварцвальда можно подразделить на относящиеся к бретонской и судетской фазам складчатости и расчленить их на древнюю серию, промежуточную жильную фазу и молодую серию. Во всех трех фазах господствует одинаковая тенденция к расщеплению (сиенито-диорито-аплитовая), находя-



Рис. 113. Залегание гранитов и каменноугольных осадков в южном Шварцвальде. По Бубнову.

1—инъецированный гнейс; *2*—сиенит-гранит; *3*—древний гранит; *4*—кварцевый порфир; *5*—туфы; *6*—рассланцованный гранит; *7*—кулм; *8*—молодой гранит; *9*—гнейс.

щаяся, по Бубнову, в закономерной связи с интрузивными процессами и складчатостью.

Тектонически в высшей степени характерен периклинальный изгиб текстурных поверхностей (сланцеватость, линейная структура), огибающий центральное ядро.

Из предыдущего описания уже ясно, что варисская складчатость Шварцвальда представлена преимущественно поздне-бретонской (нассауской или докульмской) и судетской фазами. Первая была повидимому более интенсивной. Проявления этой складчатости ограничиваются однако северным и южным краем; особенно в последнем я установил надвиг центрального гнейсового массива на южную кульмскую мульду (*VI, 9*).

Дееке (*VI, 22*) подчеркивал совершенно правильно, что варисская складчатость гнейсового массива не доказана; по его мнению, вряд ли можно предполагать даже палеозойское перекрытие этого массива, представляющего собою вероятно очень древнее нагорье. Анализ тектоники интрузий карбоновых гранитов и дальнейшее развитие этого мнения навели меня на мысль о том, что этот массив под влиянием варисского орогенеза не был собран в складки, а пересечен трещинами, причем по поверхностям разломов произошли поперечные сдвиги, и по ним поднялись затем карбоновые интрузив-

ные породы, получившие наибольшее распространение на границе гнейса и неметаморфизованного покрова. Направление поперечных сдвигов преимущественно ССВ—ЮЮЗ, т. е. параллельное позднейшему Рейнскому грабену, древность структуры которого стала вероятной уже после исследований Деске. Анализ тектоники показывает далее, что господствующее в Шварцвальде СЗ—ЮВ направление трещин, жил и сбросов затрагивает карбоновое основание. Рейнские (ССВ) и герцинские (СЗ) трещины являются следовательно диагональными к варисским ССЗ—ЮЮВ движениям, и по ним древний массив раскололся на глыбы. Тектонические и магматические условия Шварцвальда в значительной степени аналогичны описанным условиям Молданубского района: аналогичны как преобладание гнейса и гранита, так и выраженный надвиг краев.

8. ВОГЕЗЫ

Общее деление Шварцвальда: древне-палеозойские породы на севере, центральный массив из гнейса и гранита, девоно-карбоновая мульда на юге повторяется снова и в Вогезах. Разница прежде всего в том, что гранитов здесь значительно больше, чем гнейсов, и что последние не образуют замкнутого массива, а слагают несколько глыб с ССВ простиранием; кроме того палеозойская свита здесь разнообразнее и лучше расчленена. Поэтому Вогезы способствуют углубленному пониманию Шварцвальда.

а) Додевонская группа

Гнейсы образуют прежде всего два более значительных массива — Урбейс и Маркирх, ограниченные почти со всех сторон гранитом; границы — частью интрузивные, частью вторично-тектонические *(VI, 29)*. К массиву Маркирх примыкает на юго-востоке глыба смешанных гнейсов Кайзерберг—Дрей Эрен, отграниченная от него частично рассланцованными гранитами Бильштейн и Бресуар. Юго-западным продолжением гнейсового массива Урбейс можно считать маленький гнейсовый массив Ремиремон, отчасти скрытый уже под пестрыми песчаниками. На севере гнейсовый массив Урбейс находится в аномальном контакте с вейльскими сланцами.

Внутренняя структура гнейсового массива аналогична шварцвальдской: преобладает ССВ простирание, отклоняющееся на севере к востоку при падении на запад или на северо-запад. Юнг *(VI, 33)*, основываясь частично на старых работах Грота, Бюкинга и др., различает в гнейсах три главных группы:

A. Известняки, пироксеновые и амфиболовые гнейсы.

B. Кордьеритовые, силлиманитовые, биотитовые и гранатовые гнейсы.

C. Богатые кварцем биотитовые гнейсы отчасти слюдяно-сланцевого облика, переходящие в двуслюдяные гнейсы.

В противоположность прежнему взгляду нужно считать, что установить возраст этих трех групп невозможно, хотя самый ха-

рактер распределения (рис. 115) и постоянство простирания говорят в пользу того, что генезис их связан с несколькими осадочными трупами.

В пределах этой серии представляют известный интерес также известняки. Наряду с большим разнообразием метаморфизации (мрамор, доломит, диопсидовый, флогопитовый, форстеритовый известняки) обращает на себя внимание пропитывание их пегматитами, богатыми известью, совершенно особого облика (без мусковита и турмалина). Далее интересны включения гнейса в известняке. Эти включения по большей части угловаты, но часто залегание их таково, что можно предполагать первоначальную

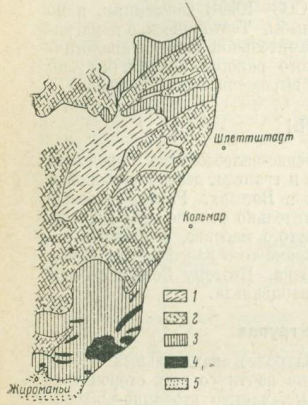


Рис. 114. Обзорная схематическая карта Вогезов.

1—гнейс; *2*—гранит; *3*—палеозой; *4*—основные изверженные породы; *5*—пермь.

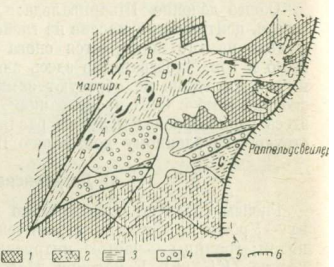


Рис. 115. Обзорная схематическая карта маркирхских гнейсов в средних Вогезах. По Юнгу.

1—гранит; *2*—смешанная зона гнейс-гранит; *3*—гнейс; *4*—двуслюдяной гранит; *5*—варисские нарушения; *6*—третичные нарушения; *A*—известняк и амфиболовый гнейс; *B*—силлиманитовый, кордиеритовый и гранатовый гнейс; *C*—биотитовый гнейс.

слоистость включения в известняке, стертую затем раздроблением, разломами и перекристаллизацией. Между гнейсами и окружающими известняками находится по большей части узкая зеленоватая богатая пироксеном реакционная полоса. Включения и раздробление во всяком случае старше метаморфизма. Здесь безусловно имеется аналогия с известковыми включениями («Eisknöpfe») оденвальдского мрамора.

В этой серии безусловно можно видеть эквивалент шварцвальдских ренхских гнейсов; но характерно, что типичные шапбахские гнейсы здесь по меньшей мере редки. В зоне смешанных гнейсов Дрей Эрен-Кайзерберг, где гнейсы так интенсивно прорываются расслацованными гранитами, что трудно их разделить, Юнг предпо-

лагает наличие ортогнейсов. Он причисляет к ортогнейсам также и бластомилонитовые очковые гнейсы, включенные местами в другие породы, и узкие согласно залегающие массы двуслюдяного гранита в Брессуаре и Бильштейне, в которых в связи с последующей перекристаллизацией в значительной степени уничтожены следы катакластической деформации. Эти древние бластомилониты, по его мнению, следует резко отделять от не подвергавшихся перекристаллизации карбоновых милонитов. Но этот вопрос не разрешен еще окончательно. Брунс (*VI, 19, 20*) считает очковые гнейсы краевыми образованиями гранитов гребня; ван-Вервеке (*VI, 107—109*) и все прежние исследователи видят в гранитах Бильштейна и подобных ему типах молодые остаточные продукты карбоновых интрузий. Эти сравнительно мелкозернистые аплитовые двуслюдяные граниты во всяком случае настолько резко отличаются от типичных ортогнейсов Шварцвальда, что приравнивать эти два типа без особых оговорок нельзя. Основные глубинные породы — перидотиты и серпентиниты — встречаются не часто, но они представлены все же в некоторых пунктах гнейсовой серии (*VI, 101*).

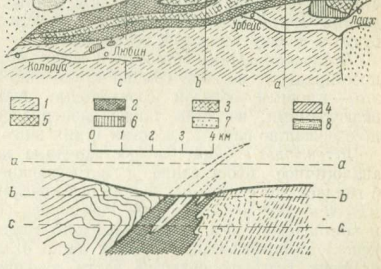


Рис. 116. Карта и профиль надвига в северных Вогезах. По Юнгу.

1—гнейс; *2*—слюдяной сланец; *3*—вейльские сланцы; *4*—штейгские сланцы; *5*—гранит; *6*—в. карбон; *7*—красноцветная толща; *8*—пестрый песчаник.

Типичные катагнейсы давно уже считались ван-Вервеке и Мишель-Леви и др. самой древней группой пород в Вогезах. В последнее время и Юнг (*VI, 33*) также подчеркивает, что они образовались и были метаморфизованы по меньшей мере в додевонском периоде, причем он указывает прежде всего на отсутствие переходов к древнему палеозою, на совершенно особый характер карбонового метаморфизма и на наличие гнейсовой гальки в девоно-нижне-карбоновой серии. Таким образом возрастная проблема разрешается совершенно аналогично Шварцвальду.

В Вогезах слюдяно-сланцевая группа, представляющая собою переход к молодым осадочным образованиям, обычно также отсутствует. Только в северном крае гнейсового массива Урбейс такие переходы наблюдаются в узких полосах так называемой пограничн-

ной зоны Коэн по границе с вейльскими сланцами. Слюдяные сланцы образуют здесь несколько полос с ВЗ простиранием и падением на юг, которые погружаются под гнейс и перекрывают вейльские сланцы. Это — по большей части полевошпатовые слюдяные сланцы, отчасти графитовые кварциты, прорезанные пластоподобными включениями аплитов и очковых гнейсов. Этот комплекс очень сильно расслоен и вытянут. Здесь несомненно наличие надвиговой зоны с неоднократным образованием чешуй, характер которых однако был выяснен Юнгом лишь недавно благодаря прокладке туннеля близ Любина, т. е. в западной части этой зоны. В связи с падением оси к востоку эта зона расширяется к западу, и отдельные чешуи сближаются в этом же направлении (рис. 116).

Эти условия поразительно схожи с Моравским надвигом Ф. Э. Зюсса. И здесь также вряд ли можно считать «мезогрунду» слюдяных сланцев самостоятельным стратиграфическим горизонтом; это — безусловно «тектониты», причем неизвестно, имеем ли мы здесь дело с регрессирующим метаморфизмом гнейсов или с прогрессирующим метаморфизмом вейльских сланцев. Некоторые данные Юнга о существующих переходах свидетельствуют как будто в пользу последней возможности.

Вейльские сланцы образуют к северу отсюда полосу с почти ВЗ простиранием; падение обычно крутое на юг. По описанию Коэн это — главным образом серицитовые филлиты с кварцитовыми включениями; известны также разновидности, богатые углеродом и содержащие известь; местами в них включены порфириты.

Штейгские сланцы, распространенные далее к северу, имеющие аналогичное простирание и встречающиеся в чешуях вместе с вейльскими сланцами, получили большую известность благодаря классическим исследованиям Розенбуша (*VI*, *74*), произведенным в контактовой области гохфельдского гранита. Более слабая степень метаморфизации позволяет легко отличить их от вейльских сланцев. Это — по большей части довольно твердые кровельные сланцы, лиловые или черные; микроскопически они представляют собою тонкую смесь кварца и серицитовых листочков с углистым пигментом.

Облик очень однородный; из включений упоминаются только тонкие залежи сильно метаморфизованного диабаза. Мы не будем останавливаться здесь на контакте гранита Гохфельд с прекрасным симметричным расположением роговиков, слюдяных и пятнистых сланцев.

Более молодой возраст штейгских сланцев доказывается прежде всего более слабым метаморфизмом. Ввиду того, что контакты повсюду аномальные, и образование чешуй повторное, здесь нельзя привести никаких прямых стратиграфических доказательств, не считая общего ослабления складчатости в штейгских сланцах. Во всяком случае эта серия старше девона долины Брёйш, с которым они связаны несогласно на западе.

Стратиграфическое описание додевонских пород связано здесь с теми же трудностями, как и повсюду, поскольку в ближайших окрестностях отсутствуют аналогичные породы. В общем можно

встать на точку зрения, выдвинутую уже Бюкингом (*VI, 15*), о выраженной аналогии этих пород с зоной восточной Тюрингии и Пихтовых гор, которую подтверждает в настоящее время и Юнг. Петрографически в таком случае бросается в глаза сходство штейгских сланцев с нижне-силурийскими[1] фикоидными сланцами, между тем как вейльские сланцы могут быть отнесены к кембрию или, по Юнгу, может быть даже к альгонкию. При рассмотрении метаморфических осадков северного Шварцвальда и Оденвальда, с моей точки зрения, следует принять во внимание эти аналогии. Было бы довольно непонятно, если бы здесь были представлены только девонские породы, а эти более глубокие серии отсутствовали бы, поскольку нельзя отрицать аналогии штейгских сланцев с породами южного Таунуса.

К породам додевонской группы нужно причислить еще граниты, которые встречаются в виде гальки в среднем девоне.[2]

Точной идентификации с известными гранитами Вогезов установить пока не удалось. Вагнер (*VI, 99*) считает возможным, что некоторые части массива Гохфельд додевонские или соответственно досредне-девонские.

b) Девоно-кульмская серия

В северных Вогезах давно уже известна полоса девона, простирающаяся с СВ на ЮЗ; главное распространение девона наблюдается в долине Брёйш. Это — серия мощностью безусловно свыше 1 000 *м*, состоящая из граувакк и сланцев с линзами известняков и с изверженными покровами с выраженным прибрежным характером. Сильная складчатость и трещиноватость этой свиты, а также прежде всего сильные фациальные изменения препятствуют еще и в настоящее время точному стратиграфическому исследованию. Расчленения, предложенные Бюкингом (*VI, 15—17*), а в последнее время Вагнером (*VI, 99, 100*) и Юнгом (*VI, 33*), сильно отличаются друг от друга, и нужно согласиться с Юнгом, что окончательной ясности в этом вопросе добиться пока что не удалось. Более или менее надежные обоснования могут быть представлены следующим образом.

Самой древней серией принято в общем считать полосу фельзит-кератофиров и лабрадор-порфиров, залегающих непосредственно на граните Гохфельд и не связанных ни с одной из прочих девонских пород.

Далее следует группа глинистых сланцев, в которых Вагнер различает нижний комплекс глинистых сланцев с диабазом и верхний комплекс с многочисленными прослоями граувакк и с кремнистыми сланцами. Кверху эта серия переходит в брекчии и конгломераты, частью богатые известью; они содержат: *Calceola sandalina* var. *lata*, *Favosites polymorpha Atrypa reticularis*, *Streptorhynchus umbracu-*

[1] Не кембрийскими, как указывал еще Юнг.

[2] Остатки граптолитов в кремнистых сланцах встречаются в гальке пестрого песчаника; в коренных выходах верхний силур не был найден нигде.

lum. Таким образом мы имеем здесь несомненный нижний средний девон (эйфельский ярус). Выше следует изверженная серия, в которой Вагнер различает более древнюю эффузивную и более молодую интрузивную группу. Эффузивные покровы состоят из диабазов и кератофиров, причем последние занимают в общем более высокие горизонты. Они связаны с шальштейнами, туфами и небольшим количеством осадков. Интрузивная серия начинается кварцевыми кератофирами, вслед за внедрением которых наступило поднятие и отложение изверженных брекчий, связанных с осадочными образованиями. Моложе повидимому интрузии грубозернистых диабазов, уралитовых, «кварцевых» и энстатитовых диабазов, которые завершают изверженную фазу.

Эта изверженная серия распространена только в области к западу от Ширмека и отделяется нарушением СЗ—ЮВ простирания от восточной чисто осадочной области. Она безусловно моложе эйфельского яруса; в северном крае появляются снова красные сланцы и аркозы, уходящие под изверженный массив (Раон-сюрплэн); возможно, что они принадлежат просто к опрокинутой полосе в кровле. К востоку от Ширмека в самом низу лежат красные сланцы с окремнелыми аркозами, линзами известняков и доломитов и маломощными диабазами и кератофирами. По Вагнеру, они перекрыты несогласно более молодой серой серией и могут еще соответствовать нижнему среднему девону; Юнг сомневается в правильности такого подразделения.

Следующая серия состоит из серых сланцев с граувакками и конгломератами (конгломерат Русс); конгломераты содержат наряду с компонентами эффузивной серии также гранит и небольшие количества гнейса. В конгломераты включены коралловые рифы со следующей фауной:

Heliolites porosa, Favosites polymorpha, Cyathophyllum Lindströmi, C. rhenanum, Calceola sandalina mut. *alta, Cupressocrinus abbreviatus, Productus subaculeatus, Retzia longirostris, Atrypa reticularis, Rhynchonella parallelepipeda, Stringocephalus Burtini, Euomphalus planorbis, Phacops latifrons, Bronteus flabellifer.*

Дело касается здесь таким образом безусловно верхов среднего девона (живетский ярус). Связь этих слоев с западным изверженным массивом еще не ясна. Бюкинг, а в последнее время Юнг, видят в изверженном массиве особую фацию верхов среднего девона, тогда как Вагнер считает ее более древней и допускает нарушение на границе. Существование и характер этой внутри-средне-девонской фазы еще сомнительны, хотя и можно допустить a priori, что усиленная изверженная деятельность должна была сопровождаться тектоническими явлениями.

Представлены ли в долине Брёйш еще более молодые слои, пока неясно; близ Герсбах встречаются граувакки с остатками растений (*Bornia radiata, Cardiopteris, Knorria*), перемежающиеся с богатыми радиоляриями кремнистыми сланцами; Юнг считает возможным отнести их к нижнему карбону, возвращаясь таким образом к старому взгляду, который оспаривался Вагнером и другими. В по-

дольше этих пород залегают красные сланцы, богатые слюдой, и аркозы с известковыми пропластками, которые можно в таком случае считать верхне-девонскими, хотя до сих пор и не имеется никаких палеонтологических доказательств для такого толкования.

В общем можно сказать, что здесь мы имеем прибрежный девон (эйфельский и живетский ярусы), связанный с мощными эффузиями диабазово-кератофировой серии, сопровождающей неоднократно и в аналогичной форме в среднем девоне варисские горы. Складчатость очень сложная, и еще не ясно, имеется ли здесь залегание в форме большой мульды, или же пакет складок, изоклинально опрокинутых к северо-западу и передвинутых многочисленными поперечными нарушениями.

В южных Вогезах неоднократно пытались произвести расчленение девоно-карбонового комплекса (*VI, 33, 58, 59, 100, 103, 106*). Если здесь и получается некоторое расхождение в деталях, то общие принципы можно считать в общем достаточно надежными.

Верхний девон выступает на крайнем юге под пермскими образованиями (Шажей). В нижних горизонтах залегают известняки; над ними однородная серия желтоватых и зеленоватых сланцев, содержащих кроме криноидей еще следующие виды, определенные недавно Ассельбергсом (*V, 33*):

Schuchertella pseudoelegans, Dalmanella interlineata, Schizophoria striatula, Spirifer Verneuili, Posidonia venusta, Phacops trinucleus, Cyrtosymbole bergica.

Судя по этому, это — верхи верхнего девона (верхи фаменского яруса), а может быть уже эквиваленты горизонта с *Gattendorfia*. В таком случае нижние известняки могут представлять собою горизонт с климениями. Эта серия подстилается диабазами и кератофирами (средний девон или франский ярус).

Нижний карбон. В кровле, но не в непосредственной связи, следует серия черных кровельных сланцев и мелкозернистых граувакк с довольно незначительными включениями диабазов на востоке, между тем как на западе, по Мишель-Леви, диабазы, родственные им зеленые породы и кератофиры (альбитовые трахиты) играют очень большую роль. Местами в эту серию включены кремнистые сланцы, богатые радиоляриями. В остальном представлены только довольно безразличные растения (*Sphenopteridium collombianum, Asterocalamites scorbiculatus*). Ван-Вервеке определяет мощность приблизительно в 950 *м*. Отнесение этой серии к турнэйскому ярусу (горизонт с *Pericyclus*) основано только на данных верхних и нижних горизонтов, содержащих ископаемые.

Верхний средний горизонт ван-Вервеке мощностью в 1 100 *м* характеризуется включением серых лабрадоровых порфиров. Он определяется темными сланцами и частью конгломератовыми граувакками (гнейсовая галька!) и включениями голубовато-серых известняков, фация которых описана Торнквистом (*VI, 96*).

Из числа важнейших видов можно указать: *Palaechinus Lacazei, Archaeocidaris Urii, Chonetes concentrica, Ch. Laguessi, Ch. dalmaniana, Ch. papilionacea* и др., *Productus corrugatus, Pr. semireticulatus,*

Pr. hemisphaericus, Pr. giganteus (?), Pr. margaritaceus, Pr. undatus, Pr. pustulosus, Orthis Michelini, O. resupinata, Orthotetes crenistria и др., *Spirifer subcinctus, Sp. bisulcatus, Sp. pinguis, Sp. subrotundatus, Sp. ovalis, Martinia glabra, Reticularia lineata, Rhynchonella, Lingula mytiloides, Leiopteria hirundo, L. laminosa, Aviculipecten densistriata, A. concentricostriata* и др., *Streblopteria laevigata, Modiola patula, Ctenodonta sinuosa, Macrodus semicostatus, M. undatus* и др., многочисленные *Conocardia, Sanguinolites, Protoschizodus, Edmondia (sulcata, decorata), Janeia*, мшанки, кораллы и очень многочисленные гастроподы: *Straparollus Dionysii, Phanerotinus nudus, Murchisonia nana, Capulus Oehlerti* и т. д.; *Nautilus sulcatus, Orthoceras, Glyphioceras sphaericum (?), Phillipsia Eichwaldi*. Кроме окрестностей Обербурбаха ископаемые были найдены еще и в других местах, между прочим фораминиферы *(Endothyra, Saccamina* и т. д.).

Повидимому мы имеем здесь типичную фауну каменноугольных известняков, которая, согласно Юнгу, требует однако пересмотра. Так например *Productus giganteus* возможно отсутствует. Если определение *Glyph. sphaericum* правильно, то здесь можно предполагать горизонт III β. Юнг и Делэпин относят однако эту серию к основанию визе (эквивалент черного динанского мрамора).

Вверху следует очень изменчивая серия граувакк и конгломератов с включением многочисленных эффузивных пород. Здесь представлены коричневые лабрадоровые порфириты, слюдяные порфириты, кварцевые порфиры. По Мишель-Леви (*VI, 59*), эта верхняя серия отличается преобладанием калия, тогда как в турнэйских породах преобладает натрий; но переход постепенный. Наряду с ними встречаются большие количества туфов и изверженных брекчий. Включения сланцевых глин содержат: *Calamites radiatus, Stigmaria ficoides, Knorria imbricata, Lepidodendron Veltheimi, Cardiopteris polymorpha, C. Hochstetteri, C. Kocchlini, Sphenopteridium Collombianum, Sphenopteris Schimperi, Dadoxylon*.

Эта «верхняя кульмская серия» достигает, по ван-Вервеке, мощности свыше 10 000 *м*. В эту цифру входят однако и многочисленные местные включения изверженных покровов, число которых повидимому убывает к западу.

Здесь следует особенно подчеркнуть связь с Шварцвальдом (*VI, 8*). В Шварцвальде отсутствует средний богатый ископаемыми горизонт, тогда как характер накопления осадков в кровле и в подошве совершенно такой же; изверженные породы также те же самые (диабазы внизу, порфириты и порфиры вверху). Шварцвальд отличается от Вогезов несогласием в основании визе и трансгрессией верхнего кульма. Кроме того имеется выраженная аналогия с условиями средней Германии (восточная Тюрингия, Судеты). Мощность нижнего карбона убывает повидимому к востоку и к северу.

Граниты Вогезов группируются вокруг массива Гохфельд на севере и вокруг большого центрального массива гранитов гребня.

Массив Гохфельд, заключенный между штейгскими сланцами и девоном долины Брёйш, носит явно комплексный характер; самыми древними являются кварцевые игольчатые и авгитовые диориты,

связанные может быть с девонскими излившимися породами. Но общая масса безусловно последевонская.

Здесь можно различить много разностей: гранит Серва с включениями диоритов; роговообманковый гранит Гохвальд; серый, равнозернистый гранитит Гохфельд; более молодой миаролитический гранит Кагенфельс с двумя слюдами и самый молодой самостоятельный гранитный шток в Натцвейлере — красный часто грубопорфировый биотитовый гранит. Жильная свита лампрофировых и кислых пород в противоположность южному граниту гребня очень разнообразная.

Гранит гребня центральных Вогезов распространяется на севере в виде языков между отдельными глыбами гнейса и расширяется на юге, образуя связный массив, ограниченный на юге нижним карбоном, частичным фундаментом которого он повидимому является (Краус, *VI, 100*).

При нормальных условиях этот гранит грубопорфировый и богат биотитом; ясная первичная параллельная текстура (гранит Гласхютте) и скопление биотита в шлирах — явления, свойственные повидимому преимущественно краевым частям. Воспринимая далее роговую обманку, эта порода превращается в типичный роговообманковый гранит, представленный на юге в эльзасском бельхском граните в виде более или менее самостоятельного массива, связанного вероятно переходами с главным массивом (*VI, 21*). Области, богатые роговой обманкой, встречаются однако и во внутренних частях; теория Мишель-Леви, согласно которой обогащение роговой обманкой происходит там, где гранит соприкасается с основными боковыми породами, не лишена вероятности. Внутри главного массива, а частью и по краям его, залегают шлиры и самостоятельные массивы двуслюдяного гранита (Шнирлах, Тюргейм, Брессуар и т. д.), положение которых во многих случаях еще неясно. Местами повидимому обогащение мусковитом свойственно контактовым зонам, местами же он образует шлировые выделения в главном граните; часто дело касается повидимому поздних остаточных продуктов, — это главным образом точка зрения ван-Вервеке, а отчасти также и Крауса. Мы указывали уже, что Юнг считает рассланцованные двуслюдяные граниты типа Бильштейн — Брессуар — Дрей Эрен древними додевонскими породами, но мне это кажется еще не вполне доказанным. Бросается в глаза, что эти породы развиваются там, где имеет место наиболее интенсивная инъекция в гнейсы и даже интенсивное смешивание. Это особенно ясно выражено в восточной части гнейсовых массивов близ Кейзерберга, где можно прямо говорить о гнейсовой брекчии, сцементированной гранитом. Этот полиметаморфизм напоминает южные (лауфенбургские) гнейсы Шварцвальда, соответствующие, с моей точки зрения, самым глубоким низам гранитного массива. Возможно, что недостаточно разграничиваются еще два элемента: более древние рассланцованные граниты, соответствующие зонам сжатия, в которых мусковит — вторичный, и более молодые миаролитические граниты с первичным мусковитом, подобные тем, которые известны в Шварцвальде.

Жильная свита не особенно богатая: широко распространены аплиты, и пегматиты, керсантиты и минетты встречаются реже, и распространение их обычно ограниченное, чисто местное. Кроме того можно упомянуть мелкозернистые, содержащие диопсид жильные граниты, отходящие повидимому от гранита гребня и пересекающие гнейсовый массив Урбейса.

Гранит гребня безусловно моложе низов нижнего карбона (турнэй); моложе ли он визе, еще не выяснено, так как непосредственного контакта к визейским отложениям не имеется. Мишель-Леви считает довизейскими также и граниты, что вполне соответствует и условиям в Шварцвальде. Ван-Вервеке склоняется однако в пользу послевизейского возраста, что подтверждается как будто отсутствием несогласия в основании визе и наличием «микрогранулитов», т. е. гранофировых жил в верхне-кульмских образованиях. Из соображений аналогии с Шварцвальдом я лично допускаю, что они представляют собою молодой остаточный продукт, а настоящая интрузия началась раньше (в нассаускую фазу).

c) История развития и тектоника

Основные черты развития становятся более ясными, если обратиться к связям с соседним Шварцвальдом. Додевонское, а вернее даже докембрийское происхождение гнейсовых массивов в настоящее время повидимому общепризнано. Первичный покров мог состоять в Вогезах из альгонкско-нижне-силурийской свиты штейгских и вейльских сланцев, причем разделяющую их слюдяно-сланцевую зону следует рассматривать скорее как тектонический горизонт движения, а не как стратиграфический горизонт. В Шварцвальде аналогичные образования отсутствуют, если не причислять к ним баденского «девона» и упоминаемой Дееке (стр. 363) глыбы Бюлерталя, которые не являются собственно настоящими катагнейсами. A priori и здесь также нужно допустить существование некоторого покровного образования («korrelates Deckgebirge»), разрушенного доварисской эрозией. В пользу верхне-силурийского покрова могут свидетельствовать разве только редкие гальки кремнистых сланцев с граптолитами в пестрых песчаниках Вогезов; эта проблема еще совершенно не выяснена.

Девонская трансгрессия начинается в северном крае в эйфельском ярусе, а в южном крае позднее (? франский ярус). Судя по тому, что принадлежащие ей осадки носят прибрежный характер, можно предполагать, что центральный массив представлял собою девоно-кульмскую сушу. Но значение этого каледонского поднятия еще очень неясно. Простирающаяся с востока на запад «пограничная зона» гнейсов и вейльских сланцев считается обычно варисским надвигом с образованием чешуй, но очень трудно доказать, что эта структура не более древняя.

В девоне в северной мульде, а вероятно также и на юге, начинается интенсивная изверженная деятельность с преобладанием основных пород. По существу известны одни лишь излившиеся эквиваленты; только в Гохфельдском массиве можно предполагать

наличие соответствующих глубинных пород, аналоги которых возможно могут быть найдены в Оденвальде, где обнажаются более глубокие породы вследствие поднятия оси на северо-восток (габбро-диориты).

Варисское горообразование имело повидимому подготовительную фазу, — это описанная Вагнером внутри-средне-девонская брёйштальская фаза. Главные движения и здесь также произошли повидимому позднее. Если в кремнистых сланцах и граувакках Герсбаха с растительными остатками мы имеем действительно турнэй (Юнг), то здесь можно предполагать и бретонскую фазу. Основной чертой тектоники на севере является во всяком случае северное или северо-восточное движение гнейсовых массивов с образованием краевых чешуй и изоклинальным опрокидыванием в девонской мульде. Завершением является интрузия более молодых частей Гохфельдского массива в области несогласия древнего палеозоя и среднего девона. Если представить себе эти условия перенесенными в более глубокие горизонты вследствие поднятия оси, то они будут аналогичны условиям северного Шварцвальда; на севере — падающая на юг баденская серия (? девон); затем опрокинутый северо-шварцвальдский гранит; на юге — гнейс.

Понять варисскую тектонику центральных Вогезов уже труднее; она проявляется прежде всего интрузией гранита и образованием милонитовой зоны внутри гранита и в гнейсах; Зейдлиц (*VI, 89*) первый указал на это.

Очерки центральных Вогезов, опубликованные недавно Юнгом и Краусом (*VI, 100*), расходятся так резко, что кажется будто имеешь дело с двумя совершенно различными районами.

Юнг исходит из того, что простирание гнейсов в центральных частях ССВ, а на севере переходит в СВ и В, т. е. как бы подчиняется упомянутому надвигу северного края. В южных Вогезах наоборот наблюдается ЗВ и ЮЗ — СВ простирание. Соответственно этому в слоистых породах обнаруживается сигмоидальное расположение, к которому согласно примыкают также и гранитные контакты (см. рис. 114). Образование этой сигмоидально-изогнутой гнейсовой антиклинали в таком случае догранитное. Послегранитным можно считать образование милонитовых зон, прорезающих гранит и проходящих на севере между гранитом и гнейсом. Важнейшая из этих зон «леберауская грауваква», которую считали прежде членом гнейсовой системы, а впоследствии — зоной тектонического раздробления на краю этой системы. По мнению Юнга, она имеет ВСВ — ЗЮЗ простирание и сопровождает северный край маркирхских гнейсов; затем она отклоняется к ЮЮЗ и может быть прослежена еще далеко в граните гребня. По Юнгу, от нее ответвляется к северо-востоку жилообразный пучок аналогичных нарушений, разделяющих гранитные и гнейсовые полосы или включающих узкие зоны рассланцованных гранитов (гранит Бильштейна). Этот своеобразный пучок нарушений падает круто на запад или на север, т. е. параллельно сланцеватости гнейсов и контактам гранитов. Таким образом нагорье как бы расчленяется на гнейсовые и гранитные чешуи с падением на северо-запад (см. рис. 115).

Краус наоборот склонен считать поперечные нарушения с ССВ простиранием и милонитовые зоны или ригели, простирающиеся на ВСВ, самостоятельными поперечными и продольными элементами движения. Разница здесь может быть только кажущаяся, так как Юнг основывается на догранитной структуре, а Краус на послегранитной системе трещин. Мне кажется важным прежде всего указание Крауса, что южная кульмская полоса принадлежит к кровле центрального массива гранита гребня, и что отношения между гнейсом и гранитом — сложнее. Краус упоминает неоднократно, что на западе граниты образуют крутые и резкие контакты с гнейсами, тогда как на востоке они залегают на гнейсах по зонам инъекции.

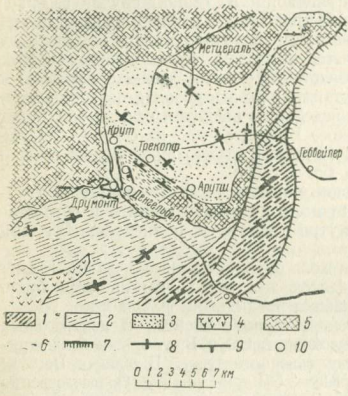


Рис. 117. Карта южных Вогезов. По Юнгу.

1—визе автохтонный; *2*—турнэй автохтонный; *3*—турнэй гебвейльского Бельхена; *4*—гранит Бельхен; *5* — гранит гребня; *6*—линия аномального контакта; *7*—сбросы; *8*—простирание с изменчивым падением; *9*—простирание с постоянным падением; *10*—утесы из гнейса, серпентина и т. д.

Краус говорит даже об «асимметричных лакколитах» с крутым питающим каналом на западе и пологим распространением на востоке над гнейсом. [1]

По моему мнению, на основании этих разных наблюдений можно все же создать единую картину: надвиг гнейсового массива на северный форланд (девон) приводит к поперечному растрескиванию в ССВ направлении и к дифференциальным движениям, вызывающим сигмоидальные изгибы или поперечные флексуры, известные и вообще в варисских областях. ССВ трещины превращаются в зоны питания гранитных интрузий, причем вверх магма распространяется между гнейсами и осадочным покровом (эродированным в центральной части). В затвердевшем комплексе при продолжающихся движениях ССВ полосы превращаются в поперечные нарушения, по Краусу, с горизонтальными плоскостями скольжения; ВСВ полосы — в зоны сжатия или ригели с линейной структурой и сланцеватостью, перпендикулярными к движению. Сигмоидальный изгиб, противоположность пластической догранитной и жесткой послегранитной тектоники в таком случае вполне аналогичны Шварцвальду с его гранитными

[1] Аналогия с трибергским гранитом в Шварцвальде, см. стр. 365.

краями; рейнское направление является повсюду древней структурой, основанной на горизонтальных флексурах.

Южная кульмо-девонская полоса подтверждает такую точку зрения; в целом она образует крупную мульду с почти ВЗ простиранием, резко сворачивающую на востоке к СВ. Она повторяет полностью тектонику кульмской мульды Шварцвальда, которая также огибает центральный гнейсовый массив.

Новейшие исследования Юнга проливают свет на весьма своеобразное усложнение структуры в долине Тур и близ Большого Бельхена. Здесь обнаруживается внезапно огромное распространение кульмской зоны с поперечным СЗ — ЮВ простиранием. Породы этого комплекса Большого Бельхена отличаются несколько от нормальной серии; прежде всего характерными являются здесь повидимому богатые известью включения, измененные в контакте с гранитами в известковый силикат; в остальном имеются аналогии с нормальным нижним карбоном.

На границе нормальной и этой анормальной серии имеются чуждые скалы: гнейсовые пластины, габбровые конгломераты Тальхорна *(VI, 57)*, гнейсовые конгломераты, серпентиниты, тарцбургиты, — все в совершенно милонитизированном состоянии. Поверхность контакта сильно изогнута, затем повидимому собрана в складки и срезана позднейшей гранитной интрузией. Контактовые породы вблизи гранитов метаморфические.

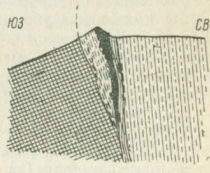


Рис. 118. Профиль зоны чешуй южных Вогезов.

1—автохтонный кульм; *2*—гнейс; *3*—серпентин; *4*—красные сланцы; *5*—граувакки с известняковыми обвойдами (гебвейльская серия).

Нельзя оставить без внимания предположения Юнга о том, что здесь представлен догранитный надвиг, смятый впоследствии и замаскированный гранитной интрузией. Поперечная мульда Большого Бельхена в таком случае до известной степени аллохтонная. Но утверждение Юнга, что мы имеем тут дело с покровной глыбой, надвинутой с юга на всю кульмскую мульду, совершенно ничем не доказано. Гнейсовые утесы и условия залегания, по моему мнению, указывают наоборот на возможность догранитного надвига северного гнейсового массива на юг; в таком случае получается *полная аналогия с условиями южного Шварцвальда.*

Повидимому и здесь также ясно наличие двух фаз движения: одна — догранитная, охватившая самый нижний карбон, следовательно бретонская фаза (вероятно нассауская или зелькско-докульмская). Вторая — послегранитная, но доверхне-карбоновая, т. е. судетская. Исключительное богатство верхнего кульма эффузивными породами заставляет неизбежно предполагать, что интрузия началась в визе. Как в Шварцвальде, так и здесь можно рассматривать эти излившиеся породы как эффузивные эквиваленты интрузивных масс, обнаруживающихся в горных массивах, под-

нявшихся, как было сказано выше, в зоне несогласия между гнейсом и палеозоем.

Западные связи определяются аналогией со структурой южных Вогезов и Морвана (стр. 224—225); маленький гранитный массив Серр в области понижения верхней Соны (Оньон) подчеркивает эту связь, распространяющуюся также и на палеогеографию и на условия залегания гранитов.

9. ПОЗДНЕ-ПАЛЕОЗОЙСКИЙ ЦИКЛ В ЮЖНЫХ МАССИВАХ

В Шварцвальде и в Вогезах повторяется снова та же картина, типичная для всех внутренних варисских массивов: ограничение распространения поздне-палеозойских осадков продольными впадинами горного массива, поднявшегося в судетскую фазу, и последующее «переливание» этих впадин. Но накопление осадков здесь менее интенсивное, пробелов больше, и дотриасовый размыв сильнее, так что от более глубоких зон сохранились местами только обрывки. Тем не менее удается сгруппировать в особенности верхне-карбоновые образования таким образом, что получается отчетливая довольно крупная мульда с СВ — ЮЗ простиранием, расположенная вдоль границы центрального гнейсового массива и северной передовой гранитной зоны. Можно назвать ее *лаах-баденской впадиной*. Тектонически она явилась бы прямым эквивалентом северобогемской впадины. В южных Вогезах ей можно противопоставить стефанскую мульду Роншан, которая не доходит до Шварцвальда. Красный лежень примыкает частью непосредственно к этому развитию, частью же образует новые мульды, преимущественно тектонические, которые вплоть до границы триаса остаются однако небольшими.

а) Лаах-баденская впадина (включая трог С.-Пильт-Берхауптен)

Самые древние слои находятся в маленькой мульде Бергхауптен близ Оффенбурга в Шварцвальде, представляющей собою грабен, зажатый между гранитами и гнейсами. За конгломератовым основанием следуют полевошпатовые песчаники с темными сланцеватыми глинами и тонкими угольными пластами.

Флора, по Штерцелю (*VI, 91*), вестфальская с намюрским оттенком; поэтому ее можно приравнять к нижнему вестфальскому ярусу (вейштейнские слои).[1]

Штерцель указывает: *Rhodea dissecta, Sphenophyllum tenerrimum, Sphenopteris divaricata, Pecopteris aspera, P. pennaeformis, Neuropteris* cf. *heterophylla, Alethopteris Serli, Sphenophyllum cuneifolium, Sigillaria Schlotheimi, S. Voltzi, S. densifolia, Calamites Suckowi* и *forma Cisti, Sublepidophloios* и т. д.

---

[1] Интенсивная тектоника, которая в таком виде отсутствует во всех более молодых образованиях, заставляет все же поставить вопрос о том, не относятся ли эти слои к намюрскому ярусу, а последующая складчатость в таком случае к фазе Рудных гор (Коссмат).

Эти слои перекрыты частью гранитом, очень круто поставлены, сильно расплющены и развальцованы; такие условия не встречаются нигде в более молодых образованиях. Продолжения эти слои не имеют ни в одном направлении; залегающие по простиранию к СВ нижние слои Гинтерольсбах — стефанские.

К несколько более позднему горизонту относятся породы Родерен и С.-Пильта в северных Вогезах. Здесь также дело касается маленьких глыб, состоящих из конгломератов, аркозов и сланцев, слегка угленосных, залегающих в мульдах и впадинах в гранитах и перекрытых несогласно пестрым песчаником. Юнг *(VI, 33)* подчеркивает, что конгломераты указывают на перенос материала с севера, и что вообще с юга на север фации становятся более грубыми. Это следовательно не отдельные бассейны, а остатки связного слабо складчатого осадочного покрова, размытого еще до пермского периода, берег которого находился на севере. Растительные остатки указывают на вестфальский возраст. Породы Юри с аналогичными условиями залегания могут однако быть несколько моложе (горизонт Рив-де-Жир).

Штерцель указывает прежде всего: *Sphenopteris trifoliata, Palmatopteris furcata, Mariopteris latifolia, Pecopteris arborescens, P. unita, P. plumosa, Sphenophyllum emarginatum, Eusigillaria Voltzi, E. rugosa, E. scutellata* и т. д.

Из Юри описаны: *Calamites Suckowi* и *forma Cisti, Annularia longifolia, Pecopteris dentata, Cordaites, Stigmaria ficoides.*

Еще моложе слои Любин и Лаах, встречающиеся еще дальше к северу; они залегают непосредственно на гранитном фундаменте и перекрыты несогласно пестрым песчаником или пермью; бросается в глаза определенная приуроченность их к нарушению вдоль полосы слюдяных сланцев в северных Вогезах (стр. 369—370), которая вероятно подвергалась постоянным движениям еще в позднем палеозое. Возраст в основном повидимому стефанский, но возможно, что здесь имеются и верхне-вестфальские эквиваленты.

Из Любин Булей указывает (1879 г.): *Annularia sphenophylloides, A. longifolia, Sphenophyllum oblongifolium, Sph. angustifolium, Odontopteris Reichi, O. obtusa, Neuropteris tenuifolia, N. gigantea (?), Alethopteris Grandini, Pecopteris Pluckeneti, P. polymorpha, P. hemiteloides, Cordaites principalis* и т. д.

Из Лааха Штерцель перечисляет: *Pecopteris arborescens, P. unita, P. plumosa, P. polymorpha, Alethopteris Serli, Sphenophyllum emarginatum, Calamites Suckowi, C. Cisti, Annularia stellata, A. sphenophylloides, Eusigillaria, Cordaites* и т. д.

В общем, судя по этому, преобладают нижне-стефанские виды.

Наряду с этими несогласными обрывками близ Вейлера и Эрленбаха встречаются еще несколько более крупные массивы аркозов, перекрытые песчаниками с угольными слоями и прослатками доломита; эти слои согласно перекрыты типично пермскими образованиями с *Callipteris conferta.* Относятся ли эти *эрленбахские слои* еще к стефанским отложениям (Булей) или к нижне-пермским (Штерцель), еще не вполне ясно, но Юнг может быть прав в том,

что базальные горизонты их не соответствуют верхним аркозам Лааха, а моложе этих последних.

Флора: *Pecopteris densifolia, P. hemiteloides, P. cyathea, Alethopteris aquilina, Annularia longifolia, Ullmannia lanceolata, Walchia hypnoides, Cordaites.*

В Шварцвальде эквивалентами лаахских, а может быть эрленбахских слоев можно считать породы Гоэнгерольдсэка, Гинтерольсбаха и Бадена.

Близ Гоэнгерольдсэк (Лар) на гнейсе лежат аркозы с полосами сланцев, перекрытые пермскими кварцевыми порфирами. В сланцах встречаются: *Pecopteris polymorpha, Equisetites crassinervis, Asterophyllites longifolius, Calamites Suckowi* и *forma Cisti.*

Близ Гинтерольсбах аркозы и углистые сланцы перекрыты пермью. Они содержат остатки насекомых и стефанскую флору: *Cordaites principalis, Pecopteris polymorpha, Odontopteris, Annularia sphenophylloides, Calamites Suckowi, Asterophyllites equisetiformis* и др.

Самые значительные выходы этих пород в Баден-Бадене представляют собою край мульды, выполненной пермскими осадками, расположенной на северо-шварцвальдском граните. Очень мощный карбон состоит из конгломератов (порфировые гальки), аркозов и сланцев с примазками угля.

Флора стефанская с вестфальским оттенком: *Diplotmema avoldense, Pecopteris oblongifolium, Annularia sphenophylloides, Asterophyllites equisetiformis, Eusigillaria Boblayi, Callipteridium connatum, C. plebejum, Cordaites principalis.*

Залегание всех этих пород относительно пологое, что представляет резкий контраст с более древними породами Бергхауптена.

При описании *красного лежня* следует отметить отсутствие ископаемых в верхнем, а по большей части и в среднем отделе. Определение горизонтов возможно только на основании порфиров среднего отдела, которые можно отнести по аналогии с Саарской областью к верхней границе нижнего красного песчаника или еще несколько выше, так что стратиграфия здесь чисто условная. На этом основании я считаю нужным сохранить для этой области подразделение красного лежня на три отдела, упраздненное в настоящее время для северной части.

Нижний красный песчаник (кузельские слои) залегает по большей части согласно с самым верхним стефанским горизонтом поскольку последний сохранился. Но область распространения его значительно больше (*VI, 4, 22, 33*).

В северных Вогезах на эрленбахских слоях (которые, как было сказано выше, относятся частью к верхне-стефанским отложениям, частью к нижнему красному песчанику) залегает свита конгломератов с окремнелыми древесными стволами и аркозов с *Callipteris conferta* — тринбахские слои. Судя по тому, что они выклиниваются к югу, осадочный центр передвинулся в это время к северу.

Нижняя свита красного лежня перекрывает несогласно древний верхний карбон (вестфальско-нижне-стефанский).

В Шварцвальде нижний красный песчаник залегает повидимому согласно на стефанских отложениях в Бадене, Гинтерольсбахе, Гоэнгеролдсэке, но местами он лежит и непосредственно на фундаменте (Ошенау). Известна незначительная флора из различных мест: *Callipteridium gigas, Neurocallipteris Gleichenoides, Pterophyllum blechnoides, Dicranophyllum Beneckeanum, Neuropteris Planchardi, Walchia piniformis, Calamites Suckowi, Cardaites principalis, Dadoxylon ambiguum.* Область распространения его во всяком случае больше, чем распространение карбона, и он переходит, судя по данным бурения, еще далеко на северо-восток. Одновременно в восточном крае Шварцвальда образуется новая осадочная область (Шрамберг), скрытая уже по большей части под мезозойским покровом.

Характерными являются аркозы и сланцеватые глины с тонкими прослойками угля. Интересно, что в основании этой свиты пластов бурением (Зульц на Неккаре) были обнаружены темные известняки с остракодами. В самом Шварцвальде к югу от баденской впадины также образуются новые осадочные мульды (Кессельберг — Триберг, С.-Петер), связь которых с северной впадиной вряд ли может быть доказана.

Под средним красным песчаником (лебахские слои) понимают осадочный комплекс с изверженными породами, залегающий по разному в висячем боку нижнего красного песчаника; но он имеет и самостоятельное распространение далеко за пределами области древних слоев.

В восточном крае Вогезов над тринбахскими слоями встречаются туфы и туфовые песчаники, известные под названием мейсенбуккельских слоев. На продолжении их по простиранию на ЮЗ, а также на севере они достигают значительного распространения и продолжаются к северу до долины Брёйш и Донона, а на западе — до С.-Дьэ, где на гнейсе и среднем девоне залегают кварцевые порфиры и мелафиры с туфами, сланцеватыми глинами и аркозами. Предположительно они распространяются под мезозойским покровом и дальше во Франции. Местами однако этот средний горизонт отсутствует, и здесь также трансгрессия начинается тогда верхним красным песчаником.

Далее к югу близ Ремиремон (Валь д'Ажоль) прибавляется второй, может быть независимый бассейн, нижняя свита которого мощностью в 20—25 *м* (туфы, порфиры, конгломераты, сланцеватая глина) также должна быть отнесена к лебахскому горизонту. Наряду с отпечатками *Cordaites, Calamites gigas, Callipteris conferta, Sphenophyllum angustifolium* отсюда известны главным образом окремнелые древесные стволы *(Psaronius, Araucarites, Calamodendron, Medullosa)*. К северо-востоку этот бассейн продолжения не имеет.

В Шварцвальде этот средний порфировый горизонт также широко распространен и залегает частью согласно с более глубокими красными песчаниками (Баден), частью же несогласно на фундаменте. Туфы и излившиеся породы — кислые и относятся даже к крайним членам кислого ряда; среди них особенно часты пини-

товые [1] порфиры с псевдоморфозами кордьерита. Близ Бадена во включенных сланцеватых глинах и сланцах, содержащих доломит, были найдены *Walchia piniformis, Estheria tenella* и *Gampsonyx fimbriatus*, чем подтверждается принадлежность большей части излияний к лебахскому горизонту. Далее к югу пермские порфировые излияния и туфы распространены собственно во всем среднем Шварцвальде; они связаны только частично с впадинами, образованными в период нижнего красного песчаника; местами они залегают непосредственно на фундаменте. Внезапные сокращения нижнего красного песчаника под равномерным покровом среднего красного песчаника свидетельствуют местами о внутри-пермских (заальских) движениях (Шрамберг, Триберг).

Верхний красный песчаник имеет в большей степени региональное распространение. Он состоит преимущественно из конгломератов с порфировой галькой, аркозов и красных сланцеватых глин; характерным является горизонт карнеолового [2] и окремнелого песчаника, появляющийся в верхних частях и связанный обычно с залежами доломитовых желваков и с содержанием карбонатов в аркозах. Эта зона известна как в Вогезах, так и в Шварцвальде, хотя принадлежность ее к определенному горизонту и не вполне доказана. Считать этот слой непосредственным признаком цехштейновой трансгрессии, по Штригелю *(VI, 92)*, нельзя — можно наоборот думать здесь об ее континентальных эквивалентах.

В северных Вогезах (Вейлер, долина Брёйш) сюда относятся кольбехельские слои — красные песчаники с прослоями доломита и трансгрессивным залеганием. На западе близ Ст.-Дьэ свита пластов следующая:

Пестрый песчаник

Глинистый песчаник с галькой	20 *м*
Глинистый песчаник с сланцеватыми глинами; вверху доломитовые прослои и доломитовые желваки с карнеолом и угловатыми включениями	50 „
Конгломерат	1 „
Красные песчаники и глины	60 „
Базальный конгломерат или изверженные породы среднего красного песчаника	10 „

Поверхность налегания очень неровная.

В Валь д'Ажоль над средним красным песчаником (60—120 *м*) залегают грубые аркозы и конгломераты, связанные может быть с бассейном Ст.-Дьэ под покровом пестрого песчаника западных Вогезов.

В Шварцвальде конгломераты и аркозы верхнего красного песчаника мощностью 40—100 *м* широко распространены на севере в эрозионных остатках Триберга. Доломитовые горизонты были также установлены неоднократно, особенно в восточном крае. В Баденском районе эта свита раздувается до 220—290 *м* и со-

[1] *Прим. ред.* Пинит — продукт выветривания кордьерита, по составу весьма близок мусковиту.

[2] *Прим. ред.* Карнеол или сердолик — красная или оранжевая разновидность халцедона.

стоит из многократно чередующихся красных сланцеватых глин, конгломератов и аркозов с несколькими полосами доломитов. Здесь встречаются еще порфировые покровы в верхних красных песчаниках.

В общем получается впечатление, что накопление осадков было наиболее мощным в древней лаах-баденской впадине, но что в верхнем красном песчанике оно распространилось далеко за ее пределы. Особенно на севере можно предполагать связь с районом Саар-Оденвальд, а в западном крае Вогезов и в восточном крае Шварцвальда мы имеем безусловно связный галечниковый покров вплоть до линии Ремиремон — Триберг.

В центральных и более южных частях массивов отсутствует наоборот и верхний красный песчаник, и пестрый песчаник трансгредирует непосредственно на фундамент. Только в южном крае имеется снова большая впадина.

b) Впадина Бельфор-Кандерн

В южном крае горных массивов непрерывная впадина образуется только в верхнем красном песчанике; она развивается повидимому в позднем палеозое в направлении с запада на восток.

Верхний карбон известен только на западе близ Роншан; здесь



Рис. 119. Залегание палеозоя Роншан с превышением вертикального масштаба. По Жапио.

1—рэт; *2*—кейпер; *3*—раковинный известняк; *4*—верхний пестрый песчаник; *5*—средний пестрый песчаник; *6*—красный лежень; *7*—стефанские слои; *8*—н. карбон; *9*—девон.

имеются песчаники и сланцеватые глины с несколькими промышленными угольными пластами вероятно стефанского возраста, залегающие несогласно на нижнем карбоне и образующие довольно правильную мульду с ВЗ простиранием.

В довольно старом описании флоры Гранд-Эри перечислены: *Pecopteris lamuriana, P. dentata, P. polymorpha, P. abbreviata, P. Schlotheimi, P. hemiteloides, P. orcopteridia, Sphenopteris cristata, Alethopteris pecopteroides, A. Grandini, A. aquilina, A. subgigas, Sphenophyllum dentatum, Odontopteris Reichi, Calamites Cisti, C. approximatus, Lepidodendron rimosum, Sigillaria elliptica, S. tesselata, Cordaites, Poacordaites, Cardiocarpus, Dicranophyllum gallicum.*

Центр мульды заполнен глинистыми породами и туфами ве-

роятно возраста среднего красного песчаника и верхними красными песчаниками и конгломератами. Ось мульды поднимается к востоку, и здесь красный лежень залегает непосредственно на нижнем карбоне; судя по этому вероятно послестефанское несогласие и горообразование, связанное с расширением бассейна к востоку. К северо-востоку близ Гебвейлера во впадине с северо-восточным простиранием известны отдельные выходы кварцевого порфира (средний красный песчаник), конгломератов и аркозов с доломитовыми прослойками (верхний красный песчаник).

На правом берегу Рейна к среднему красному песчанику можно отнести разве только часть мощных порфиров в фундаменте Мюнстерской долины, поскольку дело касается излившихся покровов. Жильные образования, по Клейнерту (*VI, 39*), — старше. Вообще в южном Шварцвальде известен только верхний красный песчаник, а именно в области верхней долины Визена. Красный лежень выполняет впадину, простирающуюся с востока на запад, северный край которой образован, по Вильзеру *(VI, 110)*, докрасноцветным сбросом (Кандерн-Вер), тогда как южный край скрыт под осадками северной Швейцарии и остается неизвестным. Эта свита пластов мощностью свыше 200 *м* состоит, по Вильзеру, из нижних аркозов и конгломератов, средних песчанистых красных мергельных сланцев и верхних аркозов с карнеолами и доломитом. Над карнеолами, в которых Вильзер предполагает границу триаса, располагаются снова аркозы, а затем кварцитовый конгломерат с кварцевыми песчаниками вверху. Пермь и триас залегают здесь безусловно согласно, и проведение точной границы будет всегда до известной степени условным. Западное продолжение этой впадины находится повидимому в бассейне Бланзи в центральном массиве (стр. 235).

c) Общий обзор

В позднем палеозое Шварцвальда и Вогезов имеются значительные пробелы; это объясняется не только дотриасовым размывом, но и тем, что накопление осадков происходило в отдельных впадинах, особенно для более глубоких отделов. Эти впадины следуют первоначально варисскому простиранию и представляют собою возможно древние продольные долины (Дееке). В пределах этих впадин накопление осадков происходило повидимому с перерывами. Дееке указывает на скопление карбоновых впадин по обе стороны Рейнской долины и высказывает предположение, что в долине Рейна расположена более важная главная карбоновая впадина. В красном лежне мощности, а вместе с тем и глубины погружения увеличиваются повидимому к востоку и к западу от Рейнской долины. Тектонический характер и границы этих впадин вполне ясны; наряду с варисским здесь обнаруживается впоследствии совершенно отчетливо герцинское простирание. Краус *(VI, 100)* подчеркивал совершенно правильно, что в Вогезах кристаллический фундамент впадин часто сильно нарушен. Это наблюдение может иметь региональное значение, так как оно правильно также и для Центрального плато Франции (стр. 237—239).

Первые следы образования впадин можно заметить еще в верхнем кульме (южный Шварцвальд). В верхнем карбоне они концентрируются также прежде всего в крае центральных гнейсовых массивов; на севере здесь особенно выделяется образование стефанской лаах-баденской впадины. Предшествующими ей можно считать южные выходы Бергхауптен — Ст.-Пильт, связанные непосредственно с границей гнейсов и гранитов. От этой впадины сохранились в общем только отдельные обрывки; можно допустить однако вместе с Юнгом, что прежде в Вогезах имелся связный вестфальско-стефанский бассейн, приподнятый в результате незначительной складчатости еще до образования красного лежня и разбитый впоследствии эрозией на отдельные части; позднейший верхне-стефанский бассейн залегал на нем несогласно, и был передвинут к северу. Штилле (*XII, 34*) различает северный трог Оос (впадина Лаах-Баден в узком смысле) и южный оффенбургский трог (Ст.-Пильт-Бергхауптен), между которыми мог располагаться порог северного Шварцвальда, лишенный позднего палеозоя. Трог Оос продолжается в красном лежне Валь д'Ажоль, а может быть и в Отёнском бассейне (см. стр. 235). Известная независимость древнего оффенбургского трога несомненна, но стефанское накопление осадков происходило также и в этом троге и к югу от него, так что отсутствие красного лежня над порогом северного Шварцвальда может быть и вторичным.

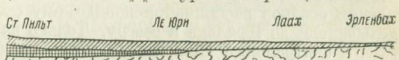


Рис. 120. Поздний палеозой Вогезов. По И. Юнгу.

Вверху: трансгрессия стефанских слоев к северу; *внизу*: трансгрессивное отложение красного лежня и пестрых песчаников на дислоцированном и частично эродированном пер нем карбоне; *1*—пестый песчаник; *2*—эрленбахские слои; *3*—вестфальский ярус; *4*—красный лежень; *5*—стефанские слои; *6*—фундамент.

Условия в Вогезах, показанные схематически на профиле (рис. 120), могут быть приняты в известном смысле и для Шварцвальда, где стефанские осадки и низы красного лежня распространяются также и на юг. Точное определение возраста этой карбоновой фазы движений очень затруднительно. В Шварцвальде намюрско-вестфальские слои Бергхауптена собраны в складки, стефанские же отложения (Баден и т. д.) залегают относительно полого; это свидетельствует как будто в пользу астурийской фазы. В Вогезах несогласие находится над лаахскими слоями, т. е. на границе перми и карбона, если только лаахские слои не относятся к более глубокому горизонту.[1] На юге в стефанском ярусе образуется бассейн Роншан.

[1] По Юнгу, мы имеем таким образом в Вогезах фазу движений, почти неизвестную в Шварцвальде и в других местах; необходимо произвести дальнейшие исследования, прежде чем признать правильными его доводы.

В нижнем красном песчанике накопление осадков усиливается, при этом наблюдается не только углубление и удлинение северной краевой впадины по простиранию, но и распространение осадков за ее края. Кроме того наблюдается образование новых маленьких впадин, тектонический характер которых по большей части совершенно ясен (Валь д'Ажоль, Шрамберг) и которые в то же время протягиваются в направлении центральных массивов в виде апофиз от осадочных полос, скрытых в настоящее время (область Нэккара, Лотарингия).[1] В среднем красном песчанике широко распространены вулканические породы, но в противоположность Саарской области здесь представлены исключительно кислые типы. Заальские движения имелись безусловно, так как верхний красный песчаник залегает несогласно.

Распространение верхнего красного лежня здесь в сущности уже региональное, хотя мощность его и не постоянная. Область накопления осадков расширяется повидимому особенно в сторону Гейдельберга и до Пфальца к северу. Только на юге центральные Вогезы и центральный Шварцвальд могли подниматься над обломочным покровом отчасти еще и в период триаса. Во всяком случае здесь имеются уже не высокие горы, а сильно выравненное волнистое нагорье, погружающееся в массу собственных обломков (Деске). Образуется большая эрозионная равнина, покрывающая кристаллические породы и пермские и верхне-карбоновые осадки.

Наличие горообразовательных движений на границе перми и триаса (пфальцская фаза) возможно, но не вполне доказано. Отчетливые угловые несогласия между пермью и триасом во всяком случае неизвестны.

Развитие напоминает совершенно определенно развитие остальных южных варисских массивов. Без труда можно провести тектонические и петрографические параллели с босковицкой впадиной (см. гл. IX, лаахские слои в надвиге по краю северных Вогезов), с бассейном Рудных гор (см. гл. X), с внутри-судетской мульдой (см. гл. IX, перемещение оси мульды, удлинение впадин по простиранию) и Центральным богемским бассейном (см. гл. VIII, структура на границах древних глыб). Только дотриасовое поднятие было здесь значительнее, так что связь отдельных частей бассейнов в значительной степени нарушена.

10. МИНЕРАЛЬНЫЕ РЕСУРСЫ ОБЛАСТИ ВЕРХНЕГО РЕЙНА

Палеозойских полезных ископаемых в области верхнего Рейна очень мало. К этому комплексу можно причислить только важный в промышленном отношении Саарский бассейн каустобиолитовой группы; это — самая крупная европейская внутренняя впадина, связанная с границей варисских зон, внутренней и внешней. Этим почти исчерпывается промышленное значение палеозойских отложений. Особенно бедны рудные залежи, — практическое значе-

[1] Накопление осадков следует при этом не только варисскому простиранию, но и грабенам с северо-западным простиранием.

ние их сводится к нулю. Теоретически все же интересно, что имеющиеся, т. е. сохранившиеся следы указывают на связи с геологически аналогичными частями Богемского массива. В отношении полезных ископаемых можно также сказать, что Богезы и Шварцвальд соответствуют условиям Центрального богемского массива, а Оденвальд и Пфальц — условиям краевых хребтов Богемии. Только концентрация месторождений здесь гораздо слабее.

Причины можно пока только предполагать, молданубский комплекс Богемии сам по себе тоже беден ископаемыми. Характерные для этого района графиты известны также и в ренхских гнейсах Шварцвальда и Богезов, правда в непромышленных количествах. В остальном металлогенический характер Богемского массива находится в прямой или косвенной связи с поздне-палеозойскими гранитами. Последние встречаются и в области верхнего Рейна, но первичный изверженный покров здесь нигде не сохранился, между тем как в нем как раз сконцентрированы важнейшие руды Богемии, в баррандовом комплексе. В Шварцвальде и в Богезах обнажены сами изверженные массивы или даже их подошвы, а эти глубокие штокверки обычно бедны рудами.

Возможно, что такое же обнажение более глубоких горизонтов следует допустить и для северных массивов области верхнего Рейна. Оденвальд и Пфельцервальд соответствуют по своему геологическому положению Рудным горам и западным Судетам. Но здесь почти нет верхних близких к поверхности частей с секущими гранитами молодой генерации, которые и являются как раз решающими для минерализации. Региональный характер определяется здесь не как область кровли батолита с концентрическими контактовыми областями, а как зональное переплавление в направлении варисского простирания. Я считаю поэтому вполне возможным, что слабое оруденение обусловлено здесь также первичным различием глубин.

Эта противоположность сглаживается до известной степени после варисского орогенеза и мезозойского накопления осадков. В стадии шельфа характер минерализации становится таким же: образуются месторождения баритовой свинцово-цинковой группы (*VI, 113, 118*). Однако здесь снова затруднение в однозначном определении палеозойской и более поздней части месторождений этой группы. Минерализация и здесь также непрерывная, выходящая за пределы формации.

Каустобиолиты. Саарский угольный бассейн — самый большой и самый важный в промышленном отношении из всех внутренних впадин варисских гор. Угольные пласты делятся на нижне-стефанские и саарбрюкские. По Кесслеру (*VI, 37*), можно дать следующее сводное описание:

Нижние оттвейлерские (стефанские) слои представляют верхнюю свиту угольных пластов. Тощие угли, 2 пласта мощностью в 2,7 и 1,8 *м*; промышленные только на западе.

Верхняя свита пламенных углей (верхне-вестфальская) с 170 угольными прослоями и 47 *м* угля; из них промышленных 20 пластов с 24 *м* угля. Вся свита мощностью в 100—200 *м* раздувается

к юго-западу, но продуктивность ее падает при этом. Отдельные пласты достигают мощности в 5 *м*.

Нижняя свита пламенных углей (средне-вестфальские слои). В свите мощностью 150—300 *м* залегают 2—4 промышленных пласта, из них один мощностью до 2,5 *м*. Местами мощность пластов достигает даже 11,8 *м*.

Группа жирных углей (нижне-вестфальские слои), а именно: Зульцбахские слои. 400—700 *м*, свыше 112 угольных слоев, из них 20 промышленных с 25,5 *м* угля. Некоторые пласты достигают мощности 4 *м*.

Ротгельские слои. 240 *м* с 19 угольными пластами и 12 *м* промышленного угля.

Ришбахские слои. Свыше 800 *м* с 12 угольными пластами, 5 из них мощностью в 1—2 *м*.

Не перечисленные здесь слои, залегающие между отдельными группами пластов, содержат лишь непромышленные угольные пласты (ср. расчленение на стр. 350—353 и след.).

В общем в вестфальских (саарбрюкских) слоях содержание газа возрастает кверху. В оттвейлерских слоях однако залегают наоборот снова тощие угли. Имеются местные отклонения и изменения в содержании газа по простиранию. В общем все угли здесь богаче газом, чем в Вестфалии. Коксуются только группы жирных углей, причем спекаемость даже этой группы уменьшается в Лотарингии.

Саарские угли продолжаются под покровом более молодых образований еще далеко на юго-запад во Францию, где они были вскрыты в нескольких местах бурением. Правильную последовательность пластов там вряд ли еще можно установить.

Общий запас германской части оценивался в 1913 г. в 7 898 млн. *т* до глубины 1 000 *м* и в 16 584 млн. *т* до глубины в 2 000 *м*. Во французской части Понт-а-Муссон, на основании данных бурения в 1913 г., запас считался равным 330 млн. *т* до глубины 1 200 *м* и 300 млн. *т* на больших глубинах. Эти данные до известной степени условны, так как вряд ли возможна точная оценка той части, которая скрыта под покрывающими отложениями. Кесслер считает, что вся добыча до 1910 г. составила около 400 млн. *т*. В 1924 г. в германской части было добыто 13 млн. *т*, а во французской (Понт-а-Муссон) 4,2 млн. *т*.

Кроме этого основного района практическое значение (и то не постоянное) имеет только еще маленький Намюрско-вестфальский угольный бассейн близ Бергхауптена в Шварцвальде. Здесь известны 2 антрацитовых пласта и 1 пласт кузнечных углей. В настоящее время этот рудник не разрабатывается. Другие месторождения Шварцвальда и Вогезов не имеют промышленного значения; они упомянуты выше при стратиграфическом описании позднего палеозоя (*VI, 111*).

Графит. О нем нужно упомянуть, только чтобы подчеркнуть аналогию с богемскими парагнейсами. Практического значения графитовые месторождения здесь не имеют нигде. Богаче всего несколько графитовых линз в маркирхских гнейсах в Вогезах. В Шварцвальде наблюдается только местное обогащение в ренхских

гнейсах, по большей части в связи с появлением известняков. Кинцигитовые графитовые гнейсы с гранатом и т. д. распространены преимущественно вблизи молодых гранитных контактов, что также напоминает богемские условия.

Железные руды. Промышленные железные руды здесь отсутствуют. Пластовые и контактово-метаморфические месторождения железных руд здесь неизвестны, так что единственный тип палеозойских месторождений — это жилы красного железняка и железного блеска, имеющие значительное распространение. Почти всегда можно установить связь их с молодыми гранитами; эти жилы являются повидимому пневматолитическими остаточными продуктами диференциации гранитной магмы.

В Вогезах прежде имели известное значение месторождения Ротау в девоне долины Брёйш *(VI, 114)*. Они начинаются вблизи контакта гранитов вместе с многочисленными аплитовыми, пегматитовыми и лампрофировыми жилами. Простирание от северо-восточного до юго-западного. Жильная масса состоит из кварца, местами с плавиковым шпатом и турмалином. Руда представляет собою плотный железный блеск, местами с магнетитом. В южных Вогезах также известны жилы железной слюдки в карбоне. В них содержатся кроме того кварц, плавиковый шпат, барит и медный колчедан. Они часты наконец также и в двуслюдяных гранитах, связанных вообще с довольно сильной пневматолитической деятельностью. В гранитах Шпирлах, Брессуар, Бильштейн красные железняки и железная слюдка встречаются часто в зонах разрушения (*VI, 100*).

Месторождения Шварцвальда совершенно аналогичны. Жилы красного железняка отчетливо связаны с гранитами (Дурбах, Оберкирх, Триберг, Эйзенбах), причем чаще всего они встречаются в самых молодых гранитах, богатых мусковитом и турмалином. Железный блеск можно найти почти повсюду в трещинах глубоких фаций и связанных с ними излияний. Жильная порода — кварц или роговик. Местами производились случайные разработки, но запасы руды везде ничтожны.

Сюда же следует может быть причислить жилы красного железняка в красном лежне Доннерсберга (Пфальц). В Спессарте (Гуккельгейм) известны аналогичные месторождения, которые Бюкинг относит также к древним жилам (*VI, 14*).

Эти пневматолитические железные жилы очень характерны для Верхне-рейнского массива; они заменяют здесь до известной степени перимагматическое оруденение других частей варисской внутренней зоны.

Послепалеозойскими могут быть жилы бурого железняка и бурого шпата, известные в Шварцвальде (Фёренбах), в красном лежне на Сааре, в Спессарте и в других местах и содержащие обычно наряду с железом и марганцем также и барит. Близ Нейенбурга в Вюртемберге они безусловно доходят до пестрого песчаника (*VI, 115*).

Никелевые руды. Эта группа также имеет лишь теоретический интерес. Сюда относятся пластоподобные массы в серпентинитах и амфиболитах южного Шварцвальда близ Хорбаха, Тодтмооса и

Ст.-Блазиена. Серпентиниты и амфиболиты представляют собою первичные нориты, габбро и бронзито-оливиновые породы догранитной фазы интрузий. Они прорезаны гранитами и частью распались на глыбы. Близ Хорбаха они содержат 13% Ni, близ Тодтмооса — 3%. Вейншенк относит никелевое оруденение за счет контакта с гранитами, тогда как Бейшлаг (*XII, 44*) считает с бо́льшим правом, что содержание никеля в габброидах первичное, и что серпентинизация и уралитизация произошли после выделения руды.

Прочие руды. *Оловянные руды* в области верхнего Рейна почти неизвестны; следы оловянного камня были найдены только в молодых шварцвальдских гранитах (Хорнберг, Нейштадт), что имеет все же некоторое теоретическое значение. Допуская, как было сказано выше, что в области верхнего Рейна обнажаются глубокие горизонты, можно думать, что жилы железного блеска представляют собою первичный глубокий горизонт рудоносной кровли молодых гранитовых массивов, эродированных еще до отложения пестрого песчаника.

Сульфидные руды имеют широкое распространение, но и здесь также невозможно в большинстве случаев провести границу между палеозойскими и третичными месторождениями. Так же обстоит дело и с баритом, очень распространенным здесь как в виде жильной породы, так и в самостоятельных жилах (*VI, 113, 118*). Баритовые жилы доходят безусловно до триаса (Спессарт, Оденвальд, Шварцвальд). С другой стороны подчеркивают (Краатц-Кошлау), что в Оденвальде окремнелый тяжелый шпат встречается в экском конгломерате пестрого песчаника. Судя по этому дотриасовым является не только образование тяжелого шпата, но в некоторых случаях и его окремнение. Близ Триберга в Шварцвальде условия аналогичны.

Те же трудности встречаются и при определении руд, и поэтому последующее перечисление требует оговорки в отношении неточности возрастного определения.

Медные руды распространены в мелафирах и кварцевых порфирах красноцветной толщи Пфальца (*VI, 112*; Кирхгеймболанден; Мюнстер на Штейне). Самое известное месторождение Имсбах, где руды залегают в зонах раздавливания и в трещинах изверженных пород красного лежня. Жильная порода карбонатовая (марганцовый шпат, известковый шпат), главные руды — малахит, красная медная руда, медный блеск. Руды образуют часто гнезда и импрегнационные зоны в форме штокверков. Здесь безусловно возможна связь с пермской изверженной деятельностью.

В Оденвальде также имеются слабые признаки медных руд в различных местах (Дармштадт, Нидерраммштадт, Борштейн). Близ Дармштадта жильная порода состоит преимущественно из известкового и бурого шпата, а в безрудной фации она переходит в барит. Тут встречаются серебряные руды, самородное серебро, кобальтовые руды, шпейсовый кобальт, медный блеск. Часть этих месторождений может быть значительно моложе, так как медные руды встречаются повидимому даже в базальте. Близ Борштейна имеются медные руды со свинцовым блеском, пиролюзитом, железным

блеском и т. д. в мощной окремненной баритовой жиле. Оруденение произошло здесь повидимому одновременно с окремнением. Но возможно, что это последнее тоже третичное.

Кобальтовые примазки в цехштейне Спессарта также моложе; книзу в кристаллических породах они переходят повидимому в баритовые жилы (Бюкинг).

Таким образом на правом берегу Рейна по меньшей мере невозможно доказать палеозойское происхождение медных руд; на левом же берегу Рейна в Вогезах имеются все же указания на древнюю минерализацию. Сюда нужно отнести прежде всего жилы долины Брёйш в гранитах Серва и Натцвейлера *(VI, 16, 114)*. Самая важная руда — *молибденовый блеск*, но наряду с ним встречаются также медный колчедан и свинцовый блеск. Руды залегают по большей части в кварцевых жилах, но молибденовый блеск встречается также и в пегматитовых выделениях в минеттах с плавиковым шпатом и бериллом, так что древняя минерализация здесь вероятна.

В меридиональных трещинах Вогезов встречаются часто медные руды — близ Любина, у малого Бельхена и т. д. Близ Аспаха в долине Мюнстера Краус (*VI, 100*) описывает жилу с СЮ простиранием в кульмских граувакках, залегающую на гранитах гребня и прорезанную аплитами и турмалиновыми пегматитами. Эта жила мощностью в 1—2 *м* также связана повидимому с разрушенной зоной. Последовательность выделения следующая: железный блеск — кварц — медный колчедан и блеклая руда — барит — кремнекислота (роговик). Краус считает все же, что здесь возможна связь с пегматитами.

В Шварцвальде имеют известное значение *серебро-свинцовые жилы* в области долины Кинциг; распространены они почти во всю ширину гор вплоть до Швабии. Но палеозойскими является вероятно лишь очень незначительная часть этих руд. Здесь можно различить три группы (*VI, 22, 115, 116*):

Восточные жилы (СВ — ЮЗ) в западной части между Оффенбургом и Хаслахом. Жильная порода кварц или роговик. Главные руды — серебряный блеск, самородное серебро, прочие серебряные руды, мышьяковая серебряная обманка, сурьмяный блеск и т. д. Это безусловно самые древние жилы этой области, и нельзя не отметить аналогии их с благородной кварцевой формацией Рудных гор (см. гл. IX).

Восточные жилы (СЮ) между Хаслахом и Вольфахом. Жильная порода — плавиковый шпат и барит; преобладают серебросодержащий свинцовый блеск и пирит. Возраст совершенно неопределенный.

Западные жилы (СЗ — ЮВ) в восточной части области (Рейнерцау, Виттихен) примыкают к системе герцинских трещин Фрёйденштадта и Нейбулаха и продолжаются в направлении Вюртемберга. Жильная порода преимущественно барит с плавиковым шпатом и небольшим количеством кварца. Руда — частью медный колчедан и серебросодержащий свинцовый блеск, частью кобальтовые серебряные руды с висмутом, мышьяк, красный никелевый колчедан и т. д. Эта группа безусловно моложе, так как близ Рей-

нерцау жилы продолжаются в пестром песчанике. Здесь также наблюдается аналогия с Рудными горами.

Поэтому можно сказать, что лишь незначительная часть шварцвальдских жил — палеозойская. Встречающиеся далее к югу в крае Рейнской долины свинцово-цинковые руды Шауинсланда, Мюнстерталя и Баденвейлера по всей вероятности третичные.

В заключение упомянем еще *ртутные руды* (киноварь), находимые в Штральберге, Кирхгеймболандене и т. д., в Пфальце (*V, 117*). Руды залегают в жилах и в зонах пропитывания в верхних оттвейлерских слоях; иногда они встречаются также и в мелафирах и кварцевых порфирах. Жильная масса состоит по большей части из разрушенной глины, в которой содержится немного самородной ртути. Окремнение боковой породы с образованием турмалина и спорадическими проявлениями оловянного камня указывает на древнюю стадию. Киноварь с баритом и псиломелан отложились позднее. Палеозойский возраст таким образом и здесь не доказан. Эти жилы также лишены промышленного значения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Benecke, E. Abriß der Geologie von Elsaß-Lothringen. Straßburg, 1878.
2. Benecke, Bücking, Schumacher und van Werveke. Geologischer Führer durch das Elsaß. Berlin, 1900.
3. Benecke, E. und Cohen, F. Geognostische Beschreibung der Umgegend von Heidelberg. Straßburg, 1881.
4. Benecke, E. und van Werveke, L. Über das Rotliegende der Vogesen. Mitt. geol. L. Els.-Lothr. III, 1890.
5. Bertrand, P. L'échelle stratigraphique du terrain houiller de la Sarre et de la Lorraine. C. R. Congr. strat. carb. Heerlen, 1928.
6. Bolbach, L. Zur Tektonik des nördlichen Bergsträßer Odenwaldes. Abh. Senckenb. Nat. Ges. Frankfurta. M. 40, 1926.
7. Bubnoff, S. v. Die geschieferten Granite von Altglashütten. Mitt. bad. geol. L. VII, 1912.
8. — Über den Parallelismus des Unterkarbons im Schwarzwald und den Vogesen. Jahresb. oberrh. geol. V, 1919.
9. — Die herzynischen Brüche im Schwarzwald. N. J., Bd. 45, 1921.
10. — Der Werdegang einer Eruptivmasse. Fortschr. Geol. u. Pal. VII, 20, 1928.
11. — Die tektonische Stellung des Triberger Granitmassives. N. J., Beil.-Bd. LV, 1926.
12. — Tektonik und Instrusionsmechanismus im kryst. Odenwald. Abh. pr. geol. L. 89, 1922.
13. — Die tektonische Stellung des Böllsteiner Odenwaldes und des Vorspessarts. N. J., Beil.-Bd. LV, 1926.
14. Bücking. Der kristalline Vorspessart. Abh. pr. geol. L. f. 1889, Berlin, 1892.
15. — Devon im Breuschtal, Cambrium im Weilertal. Mitt. geol. L. Els.-Lothr. IV, 1896.
16. — Oberes Breuschtal usw. Там же, IV, 1896.

17. Bücking. Beiträge zur Geologie des oberen Breuschtales in den Vogesen. Там же, XII, 1918—1920.
18. Bräuhäuser, M. und A. Sauer. Geolog. Überblick über das obere, besonders das württembergische Kinzigebiet. Jahresb. oberrh. geol. V. 1, 1911.
19. Bruhns. Lebertal: Kammgranit usw. Mitt. geol. L. Els.-Lothr., 1898.
20. — Das Granitgebiet zwischen Kaysersberg und Rappoltsweiler. Там же, VII, 1909.
21. Deecke, W. Der Granitstock des Elsässer Belchen. Z. D. G. G. XLIII, 1891.
22. — Geologie von Barden. Bd. 1 (Обстоятельная библиография). Berlin, 1916.
23. Eck, H. Geognostische Übersichtskarte des Schwarzwaldes 1 : 200 000. Jahr 1887.
24. — Geognostische Beschreibung von Baden-Baden, Rothenfels, Gernsbach und Herrenalb. Abh. pr. geol. L. VI, 1892.
25. Eisele, H. Das Übergangsgebirge bei Baden-Baden usw. und seine Kontaktmetamorphose durch das Nordschwarzwälder Granitmassiv. Z. D. G. G. 59, 1907.
26. Erdmannsdörfer, O. Geologische und petrographische Untersuchungen im Weratale. Mitt. bad. geol. L. IV, 1903.
27. Ewald, R. Die Großarchitektur des krist. Odenwaldes. Jahresb. oberrh. geol. V, 1924.
28. — Die geodynamischen Erscheinungen des krist. Odenwaldes usw. Sitzb. Heidelberger Ak. d. W. 1924.
29. Groth. Das Gneisgebiet von Markirch im Oberelsaß. Abh. geol. L. Els.-Lothr. I, 1877.
30. Hoppe, W. Die Marmorlager von Auerbach an der Bergstraße und ihre Grenzgesteine. Not. Ver. f. Erdk. Darmstadt, V, 6, 1923.
31. — Untersuchungen von kontaktmetamorphen Sedimenten des Odenwaldes. Там же.
32. Jaekel, O. Über mitteldevonische Schichten im Breuschtal. Mitt. geol. L. Els.-Lothr., I, 1888.
33. Jung, J. Contribution à la géologie des Vosges hercyniennes d'Alsace. (Обстоятельная библиография). Mém. serv. Carte géol. Alsace-Lorraine 2, 1928.
34. — La tectonique hercynienne des Vosges. C. R. 13, Congr. int. géol. Brüssel, 1922.
35. — Le Houiller dans les Vosges moyennes. Bull. soc. géol. Fr. 24, 1924.
36. Kessler und Willing. Die geologische, mineralogische und paläontologische Literatur des Saarbeckens bis zum Jahre 1910. Saarbrücken, 1911.
37. Kessler, P. Das Kohlenbecken an der Saar und in Lothringen. В книге: Bubnoff, S. Deutschlands Steinkohlenfelder. Stuttgart, 1926.
38. — Versuch einer zeitlichen Festlegung der Störungsvorgänge im Saar-Nahe-Gebiet. Geol. u. Pal. Abh., 13, 1914.

39. Kleinert, H. Die Porphyre des Münstertales im bad. Schwarzwald. Dissertation, Stuttgart, 1915.
40. Klemm, G. Über die Beziehungen zwischen dem «Böllsteiner» und dem «Bergsträßer» Odenwald. Not Ver. f. Erdk. Darmstadt, V, 6, 1923.
41. — Bemerkungen über die Tektonik des Odenwaldes. Там же, V, 7, 1924.
42. — Die Granitporphyre und Alsbachite des Odenwaldes. Там же, IV, 35, 1914.
43. — Beiträge zur Kenntnis des krist. Grundgebirges im Spessart. Abh. hess. geol. L. II, 1895 und Z. D. G. G. 1895.
44. — Geol. Übersichtskarte des Odenwaldes und der Bergstraße 1 : 1000 000. Darmstadt, 1911.
45. — Führer zu den Exkursionen in den kristallinen Odenwald und in die Umgebung von Darmstadt. Not. Ver. f. Erdk. Darmstadt, 1911.
46. — Über die chemischen Verhältnisse der Gesteine des krist. Odenwaldes und des krist. Vorspessarts. Там же, V, 8, 1925.
47. — Der Granit von Waldmichelbach. Там же, V, 5, 1923.
48. Klemm, G. und Chelius, C. Erläuterungen zur geol. Karte von Hessen 1 : 25 000, особенно Weinheim (1905), Roßdorf (1912), Neunkirchen (1918).
49. Klemm, G. Führer bei geolog. Exkursionen im Odenwald. Berlin, 1910.
50. — Über die Minetten, Vogesite und Kersantite des Odenwaldes. Not. Ver. f. Erdk. Darmstadt, V, 6, 1923.
51. Köchlin-Schlumberger et Delbos. Description géologique et minéralogique du Haut-Rhin. Colmar, 1866.
52. Kühne, F. Die paläogeographische Entwicklung der Saar — Saale-Senke. J. pr. geol. L. 43, 1923.
53. Leppla, A. Geol. Skizze des Saarbrücker Steinkohlengebirges. Der Steinkohlenbergbau des Preuß. Staates in der Umgebung von Saarbrücken, Berlin, 1904—1906.
54. — Über den Bau der pfälzischen Nordvogesen und des triadischen Westrichs. J. pr. geol. L. 1892.
55. — Die oberpermischen eruptiven Ergußgesteine des pfälzischen Sattels. Там же, 1893.
56. — Die Störungserscheinungen und Epochen in der Geschichte des Saar — Nahe-Gebietes. Verh. Nat. Ver. Preuß. Rheinlande. Bonn, 1895.
57. Linck. Geognostische Beschreibung des Thalhorns im Amarintal. Mitt. geol. L. Els.-Lothr. IV, 1898.
58. Meyer. Beitrag zur Kenntnis des Kulm in den südl. Vogesen. Там же, III, 1884.
59. Michel-Lévy, A. Analogie des terrains du sud des Vosges et du Morvan. Bull. soc. géol. Fr., 1910.
60. Milch, L. Über Malchit und Durbachit usw. C. f. Min., 1902.
61. — Über malchitische Spaltung und ihre Bedeutung für die Systematik diaschister Ganggesteine granodioritischer Magmen. Там же, 1917.

62. Niggli, P. Über das Grundgebirge des Schwarzwaldes. Mitt. aargauischer nat. Ges., 1926.
63. Osann, A. Beitrag zur Kenntnis der Labradorporphyre der Vogesen. Abh. geol. L. Els. Lothr. III, 1887.
64. Pfannenstiel, H. Vergleichende Untersuchungen der Grund- und Deckgebirgsklüfte im südlichen Odenwald. Dissertation. Heidelberg, 1927.
65. Philipp, H. Studien aus dem Gebiete der Granite und umgewandelten Gabbros des mittl. Wiesentales. Mit. bad. geol. L. VI, 1910.
66. Portmann, W. Tekton. Untersuchungen im nördl. Bergsträßer Odenwald. Dissertation, Heidelberg, 1928.
67. Ramdohr, P. Die «Gabbros» der Böllsteiner Hohe. Not. Ver. f. Erdk. Darmstadt, V, 6, 1923.
68. Ray, S. K. Geological and petrographic studies in the hercynian mountains around Tiefenstein, Black Forest. Dissertation, Zürich, 1925.
69. Regelmann, C. Geolog. Karte von Südwestdeutschland 1 : 600 000. Stuttgart, 1913.
70. Reis, O. Die Niederkirchener und Becherbacher Intrusivmassen. Geogn. Jahresh. 19, 1907.
71. — Das Oberrotliegende, der Buntsandstein, die Tektonik und die plutonischen Bildungen des Blattes Kusel. Erläut. zu Bl. Kusel 1 . 100 000. München, 1910.
72. — Der Potzberg, seine Stellung im Pfälzer Sattel. Geogn. Jahresh. 1904.
73. — Erläuterungen zu Bl. Zweibrücken der geogr. Karte von Bayern 1 : 100 000, 1903.
74. Rosenbusch, H. Die Steiger Schiefer und ihre Kontaktzone an den Graniten von Barr-Andlau und Hohwald. Abh. geol L. Els.-Lothr., I, 1877.
75. — Zur chemischen Auffassung des Grundgebirges. Tscherm. min. u. petr. Mitt. 12, 1891.
76. — Studien im Gneisgebirge des Schwarzwaldes. Mitt. bad. geol. L. IV, 1903.
77. Rüger, L. Geolog. Führer durch Heidelbergs Umgebung. Heidelberg, 1928.
78. — Über Blastomylonite im Grundgebirge des Odenwaldes. Not. Ver. f. Erdk. Darmstadt V, 10, 1927.
79. Salomon, W. und Nowomejsky, M. Die Lagerungsform des Amphibolperidotites und Diorites in Schriesheim im Odenwald. Verh. nat.-med. V. Heidelberg VIII, 5, 1904.
80. Sandberger, F. v. Über Steinkohlenformation und Rothliegendes im Schwarzwald und deren Floren. J. geol. R. Wien 40, 1890.
81. Sandkühler, R. «Der Odinit», ein Beitrag zur petrographischen Systematik. Not. Ver. f. Erdk. Darmstadt V, 2.
82. — Über Malchite und verwandte Gesteine im Odenwald. Там же, III, 1913.
83. Sauer, A. Gneisgliederung. Z. D. G. G., 44, 1892.

84. Sauer, A. Das alte Grundgebirge Deutschlands. C. R. IX Congr. intern. geol. Wien, 1904.
85. — Der Granit von Durbach im nördl. Schwarzwald und seine Grenzfazies von Glimmersyenit. Mitt. bad. geol. L. II.
86. Schnarrenberger. Erläuterungen zu Bl. Elzach der geol. Karte von Baden 1 : 25 000. 1907.
87. Schröder, E. Über Aufbau und Alter des Blauenmassivs im südl. Schwarzwald. J. pr. geol. L., 1926.
88. Schwenkel, H. Die Eruptivgneise des Schwarzwaldes und ihr Verhältnis zum Granit. Tscherm. min. u. petr. Mitt., 1912.
89. Seidlitz, W. v. Leitlinien variscischer Tektonik im Schwarzwald und in den Vogesen. Z. D. G. G. 66, 1914.
90. Spiegelhalter, F. Ein Goniatit aus dem südl. Schwarzwald. C. f. Min., 1910.
91. Sterzel, J. Die Karbon- und Rotliegendfloren im Großherzogtum Baden. Mitt. bad. geol. L. V, 1907.
92. Strigel, A. Geologische Untersuchung der permischen Abtragungsfläche im Odenwald usw. Verh. nat.-med. V. Heidelberg II, 1, 1912.
93. Strigel, A. Zur Paläogeographie des Schwarzwaldes. Verh. Natur. med. V. Heidelberg XV, 1922.
94. Suter, H. Zur Petrographie des Grundgebirges von Laufenburg und Umgebung. Schweiz, min. u. petr. Mitt., 1924.
95. Thürach, H. Über die Gliederung des Urgebirges im Spessart. Geogn. Jahresh. 1893, 5.
96. Tornquist, A. Das fossilführende Unterkarbon am östlichen Roßbergmassiv in den Südvogesen. Abh. geol. L. Els.-Lothr., V. 1895—97.
97. Vilian. Le permien dans la région des Vosges. Bull. soc. géol. Fr. XIII, 1855.
98. Voelcker, J. Vergleichende Untersuchungen der Grund- und Deckgebirgsklüfte im südlichen Odenwald. Jahresb. oberrh. geol. V. 1928.
99. Wagner. Gliederung und Lagerung des Devons im Breuschtal. Mitt. g. L. Els-Lothr. II, 1923.
100. Wagner und Kraus, W. Die Kriegsschauplätze 1914—18, geologisch dargestellt I. Elsaß. Berlin, 1924.
101. Weigand. Die Serpentine der Vogesen. Tscherm. min. u. petr. Mitt., 1875.
102. Weiss, Ch. E. Fossile Flora der jüngeren Steinkohlenformation und des Rotliegenden im Saar-Rhein-Gebiet. 1869—72.
103. Werveke, van L. Glüderung und Lagerung des Grauwackengebirges im St. Amarintal. Mitt. geol. L. Els.-Lothr. III, 1892.
104. — Über die geologische Stellung der Schapbachgneise und der Renchgneise im badischen Kinzigtale. Jahresb. oberrh. geol. V., XVI, 1927.
105. — Blatt Saarbrüchen der geol. Übersichtskarte von Elsaß-Lothringen 1 : 200 000 nebst Erläuterungen.
106. — Bemerkungen zu einigen Profilen durch geol. wichtige Gebiete des Elsaß. Mittl. geol. L. Els.-Lothr. IV, 1896.

107. Werveke, van L. Über einige Granite der Vogesen. Там же, V, 1903.
108. — Zur Geologie der mittleren Vogesen. Mitt. philomat. Ges. Straßburg, 13, 1905.
109. — Aperçu sommaire sur la composition et l'histoire géologique des Vosges. Ann. soc. géol. belg. 34, 1907.
110. Wilser, J. Die Perm-Triasgrenze im südwestl. Baden. Ber. naturwiss. Ges. Freiburg, XX, 1913.
111. Ziervogel, H. Das Steinkohlengebirge von Diersburg — Berghaupten. Mitt. bad. geol. L. VIII, 1914.

Месторождения

112. Arndt, H., Reis O., Schwager, A. Übersicht der Mineralien u. Gesteine der Rheinpfalz, 1920.
113. Bärtling, R. Die Schwerspatlagerstätten Deutschlands. Stuttgart, 1921.
114. Bücking, A. Geologie von Elsaß-Lothringen unter besond. Berücksichtigung der nutzbaren mineralien u. Gesteine. 1895.
115. Bräuhäuser, M. Die Bodenschätze Württembergs. Stuttgart, 1912.
116. Henglein, M. Erz- und Minerallagerstätten des Schwarzwaldes. Stuttgart, 1924.
117. Jung, O. Die Quecksilberbergwerke der Nordpfalz. Pfälz. Heimatkunde, 7, 1911.
118. Kraatz-Koschlau, K. Die Barytvorkommen des Odenwaldes. Abh. hess. geol. L., 1897.

Глава седьмая

ГАРЦ И ЕГО ПАЛЕОЗОЙСКИЕ КРАЕВЫЕ ОБЛАСТИ (КЮФФХЁЙЗЕР И ВОСТОЧНО-ГАРЦСКАЯ ПРЕДГОРНАЯ СТРАНА)

1. ФОРМА И ГРАНИЦЫ

Гарц представляет крайнее северо-восточное продолжение *одной части* Рейнских сланцевых гор, с которыми он связан как стратиграфическим развитием, так и тектоническим характером. Однако тогда как Рейнские сланцевые горы по общим очертаниям своим указывают на древнее складкообразование, в Гарце молодое ограничение почти перпендикулярно к древнему простиранию; Гарц имеет «варисскую структуру» и «герцинский контур» (Дальгрюн).[1]

В современных своих формах Гарц представляет вытянутый с СЗ на ЮВ эллипс, который на северо-востоке круто обрывается к ме-

[1] При этом следует еще раз указать на то, что укоренившийся в романских странах термин «герцинская складчатость» является мало удачным для совокупности ранне-палеозойских складчатых гор, хотя бы исходя из взаимоотношений в Гарце. Поэтому, как уже недавно указал Штилле, не следует удивляться тому, что в Германии термин этот не применяется. Отсылаю к выводам в главе XII, I.

зозойской предгорной стране, между тем как на юго-западе он полого погружается под нее. Таким образом он являет собою наклонную к юго-западу глыбу, чему соответствует и его морфологическая форма. Гарцские высоты образуют вытянутые, часто заболоченные плоскогорья, достигающие на северо-востоке 600—700 *м* высоты, постепенно понижающиеся по направлению на юго-запад. Только простирающаяся с СВ на ЮЗ гряда Аккер-Брухберга, имеющая на северо-востоке вершину в виде Брокенского массива (1 142 *м*), поднимается над однообразно построенной поверхностью и делит ее на две различные по своему развитию области верхнего и нижнего Гарца.

Тогда как в самом Гарце только небольшие бассейны Мейсдорфа и Ильфельда проявляют ранне-палеозойское развитие, горы к востоку и юго-востоку уходят под мощный верхне-карбоново-пермский покров восточной Гарцской предгорной страны, принадлежащей к более южной зоне варисских гор. На это указывает и выдающийся из-под этой пелены к югу от Гарца небольшой Кюффхёйзерский массив, морфологически и поздне-тектонически являющийся аналогом Гарца (глыба, наклоненная на юго-запад), но по внутреннему строению своему несомненно примыкающий к внутренней зоне Спессарт-Тюрингенского леса.

2. СТРАТИГРАФИЯ

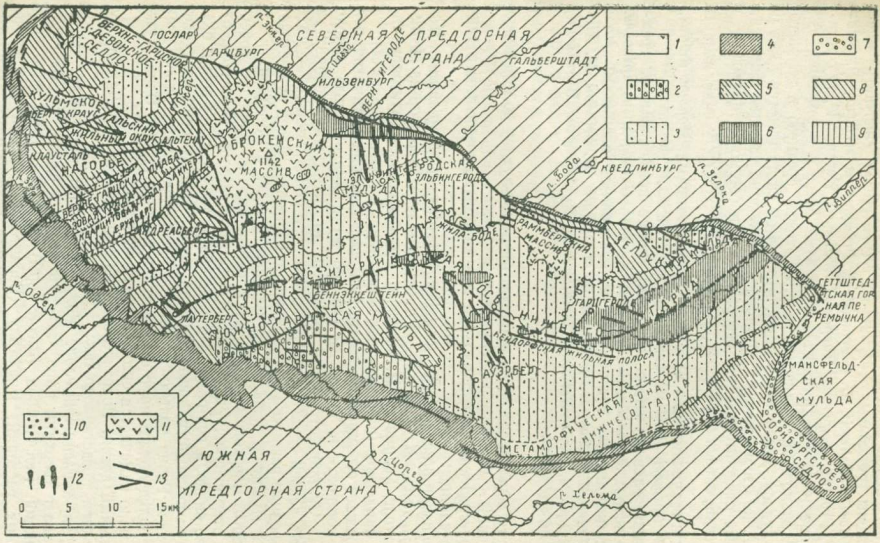
В своем историческом развитии Гарц тесно примыкает к восточным Рейнским сланцевым горам, однако повсюду представляет более сильное развитие известняковой «герцинской» фации.[1]

Силур. Твердо установлено, что самые глубокие из выступающих в Гарце слоев относятся к верхнему силуру, причем они главным образом представлены в области среднего и восточного Гарца. Истолкование гарцского силура многократно колебалось; однако после того как Дальгрюн и Шриль недавно доказали, что некоторые ранее причислявшиеся к силуру кварциты (Аккер-Брухберг) и плитчатые сланцы (циклостигмовые слои, таннская граувакка) должны быть передвинуты в верхний девон (*VII*, 8, *9*, *10*, *40*), в настоящее время стратиграфическое расчленение повидимому более или менее прочно установилось. Считая сверху вниз, различаются:

Вернигеродские слои — свита, достигающая 430 *м*, состоящая из кремнистых и плитчатых сланцев, известняковых линз и полосчатых известняков. Отдельные выходы показывают определенную смену фаций, но основные черты ее еще недостаточно выяснены.

В то время как на северо-востоке в господствующей известняковой свите найдена была лишь *Cardiola interrupta*, далее к югу показываются в известняковых линзах, включенных в глинистые сланцы, герцинеллы *(Beyrichii, Hauchecornei)* и ортоцератиты. В од-

[1] При рассмотрении этого большого сходства здесь должно вкратце ознакомиться со списками ископаемой фауны и флоры. Описание опирается в сущности на великолепный путеводитель по Гарцу, составленный Дальгрюном, Эрдмансдёрфером и Шрилем, который следует особенно рекомендовать (*VII*, 7).


СЕВЕРНАЯ ПРЕДГОРНАЯ СТРАНА
ЮЖНАЯ ПРЕДГОРНАЯ СТРАНА
ГОСЛАР
ГАРЦБУРГ
ГАЛЬБЕРШТАДТ
ИЛЬЗЕНБУРГ
КВЕДЛИНБУРГ
ВЕРХНЕ-ГАРЦСКАЯ ДЕВОНСКАЯ СЕДЛОВИНА
ГЕЛЬЗЕНСКАЯ СИНКЛИНАЛЬ
ОКЕРСКАЯ СИНКЛИНАЛЬ
ОКЕРСКИЙ АНТИКЛИНАЛЬНЫЙ ОТРОГ
ГЕЛЬЗЕНСКАЯ АНТИКЛИНАЛЬ
ГЕЛЬЗЕНСКАЯ СИНКЛИНАЛЬ
ГЕЛЬЗЕНСКАЯ ГРАНИТНАЯ ГРЯДА

ном, относящемся сюда же известняке близ Вида рядом с *Cardiola* обнаружены трилобиты: *Scutellum* cf. *crebristriatum, Encrinurus hilarulus, Otarion Schrieli, O. Burmeisteri, Prianopeltis striatus, P. octaschistus, Proetus conspersus, Harpes* cf. *Wilkensii*. Кегель (*V*, 77) установил вполне твердо принадлежность этих слоев к богемскому *e*§; следовательно они являются эквивалентами среднего и верхнего нижне-лудлоу. Дальгрюн считает, что в этой свите имеется даже и даунтон, но это не вполне установлено. Особенно важным кажется, что здесь представлены как северные, так и богемские формы.

Гассельфельдские слои достигают 950 *м* мощности.

Наверху: граувакка (150 *м*) с глинистыми сланцами, *Monogr. dubius, M. Roemeri, Cardiola bohemica*, ортоцератиты, гиолиты.

Посредине: главные сланцы (400 *м*); кроме поименованных граптолитов: *M. bohemicus, colonus, Nilssoni, Gothograptus spinosus.*

Внизу: кварциты с глинистыми и квасцовыми сланцами: *Mon. Marri, M. discus, M. gristoniensis, M. spiralis, M. priodon, M. Flemingi, M. testis, Retiolites Geinitzianus, Cyrtograptus Murshisoni, C. Carruthersi.*

Таким образом эта свита проходит от нижне-лудлоу до тараннона (салопский + верхне-валентский возраст).

Гарцгеродские слои около 400 *м* — кварциты, граувакки и глинистые сланцы:

Climacograptus scalaris, Rastrites hybridus, R. longispinus, Monogr. jaculum, M. lobiferus. Глубже внизу: *Diplograptus bellulus, Monogr. Sedgwicki, M. lobiferus.* Группа соответствует английскому ландоверу (нижне-валентскому ярусу).

Поражает огромная мощность этой свиты, весьма отличающаяся от ее мощности в Тюрингии (40—60 *м*) и Келлервальде (около 100 *м*). Сильно детритовый характер, по Дальгрюну, говорит за близость некоей суши на северо-востоке, что может также объяснить определенные различия по сравнению с Шоненом. Здесь существует связь с Швецией, пожалуй не меньшая, нежели с Богемией.

Девон. Переходные к девону и самые нижние слои его совершенно отсутствуют; каледонское (вероятно эрийское) несогласие отчетливо видно, и вся область в ближайшее последующее время оказывается приподнятой выше уровня моря. Трансгрессия наступает в нижнем Гарце только в нижне-кобленцское время, тогда как верхне-кобленцский ярус отмечается в верхнем Гарце. Однако уже очень рано намечается сильное различие фаций.

Нижний девон. Подразделение нижнего девона, по Дальгрюну, может быть представлено так:

Верхне-кобленцские слои. Можно различить три фации: на северо-западе (верхний Гарц) залегает верхняя фация калебергских песчаников (песчаников Лысой горы) со случайными находками наземных растений; к востоку (Вернигероде, Зелька) эти песчаники отделяются от главных кварцитов отложениями глинистых сланцев и известковистых песчаников; на юго-востоке наконец господствуют граувакки и известковые граувакки. Фауна в пределах

этих трех фациальных областей схожая, но в граувакковых фациях приближается к богемской.

Из фауны в главных кварцитах заслуживают упоминания: *Pterinea costata, Spirifer paradoxus, Sp. arduennensis, Sp. carinatus, Sp. curvatus, Sp. subcuspidatus, Chonetes dilatata, Ch. sarcinulata, Orthotetes umbraculum, Cryphaeus laciniatus.*

Песчаник Калеберга (Лысой горы) делится на три отдела: *Spirifer speciosus* и *Calceola sandalina* наверху, *Sp. paradoxus* и *Murchisonia Nessigi* (в раммельсбергских слоях) в средней части и в слоях Шалька внизу: *Spirifer paradoxus (VII, 11).*

Нижне-кобленцские слои внизу и вверху содержат горизонт конгломератов. Верхние известняково-галечные граувакки и конгломератовые кварциты отмечают движения в нижнем девоне (херусская фаза). Между двумя кластическими горизонтами залегает резко диференцированная фауна, по которой можно различить мощную, состоящую из граувакк и глинистых, а также плитчатых сланцев глубоководную фацию и менее мощную известняковую мелководную фацию. Последнюю можно подразделить следующим образом (начиная сверху):

Далманитовые слои. *Dalmanites tuberculatus, Phacops fecundus.*
Лаутербургский известняк с *Aphyllites zorgensis.*
Известняк с *Rhynch. princeps, Rh. nympha, Spirifer togatus, Sp. Nerei, Sp. Hercyniae, Pentamerus costatus, Capulus hercynicus.*
Известковая граувакка, в нижней части конгломератовидная. *Rhynch. pila, Spirifer Nerei, Sp. Bischofi, Sp. mediorhenanus, Sp. arduennensis, Sp. carinatus, Sp. bornicensis, Sp. explanatus, Orthotetes umbraculum, Chonetes sarcinulata, Athyris caeresana, Orthis bicallosa, Pleurodictyum problematicum* и т. д.

Этот нижний горизонт с сильным богемским влиянием должен соответствовать эрбслохской граувакке в Рейнских сланцевых горах (стр. 264).

В средних горизонтах начинают проявляться диабазовые внедрения, Вся нижне-девонская серия указывает на надвигающуюся в северо-западном направлении трансгрессию.

Средний девон тоже явно распадается на глинисто-мергелистую глубоководную фацию и на известняковую мелководную фацию в нижнем отделе. Фауна головоногих однако в обеих очень схожа. Верхний отдел преимущественно известняковый. Расчленение можно представить следующим образом:

Стрингоцефаловый известняк. Наверху банки с *Terebratula pumilio,* внизу одергаузский известняк с *Maeneceras terecratum, Anarcestes Karpinskyi,* тентакулитами, *Posidonia hians.* У Эльбингероде свита пронизана рифовыми известняками.

Низы среднего девона. В верхней части виссенбахский сланец с диабазами, кератофирами и окремелыми аммонитами; на границе с стрингоцефаловым известняком часто имеется горизонт красного известняка. Верхняя зона, которая в известняковой фации обозначается как мейзебергский известняк, содержит в виде руководящего ископаемого *Pinacites Jugleri.* Наряду с ним: *Aphylli-*

tes vernorhenanus, A. occultus, Anarcestes vittatus, Tornoceras, Homalonotus obtusus, хотя они не могут считаться непременною принадлежностью этой зоны.

Нижняя зона содержит как руководящие формы *Mimoceras gracile* и *Anarcestes lateseptatus* var. *plebejus;* наряду с этими, особенно в залегающих в основании известняках (гассельфельдских известняках): *Aphyllites evexus, A. occultus, Bronteus furcifer, Br. speciosus, Phacops breviceps, Proetus orbicularis, Cyphaspis spinulosa, Homalonotus obtusus, Anoplotheca lepida, Buchiola sexicostata, Strophomena minor, Amplexus hercynicus.*

В верхнем Гарце нижние маломощные мергели с *Calceola* (20—50 *м*) отделены тонкой банкой песчаника от виссенбахских сланцев; частично же эта зона включается в нижние горизонты виссенбахских сланцев. Фауна типично-рейнская (*Calc. sandalina, Cupressocrinus Urogalli, Spirifer cultrijugatus, Orthotetes umbraculum, Strophomena rhomboidalis, Atrypa reticularis, Pentamerus hercynicus, Chonetes plebeja, Phacops Schlotheimi, Homalonotus gigas* и т. д.

В особенности в среднем Гарце шальштейны, [1] кератофиры и диабазы доходят вверх до среднего девона и замещают часть стрингоцефалового известняка, верхи которого совместно с отличающими их ископаемыми *(String. Burtini, Pleurotomaria, Macrocheilus arculatum*, кораллами) часто превращены в зависимости от этого в красный железняк.

В **верхнем девоне** в немногих местах рифово-известняковая фация распространена несколько шире (Иберг, Эльбингероде). Эта фация ибергского известняка содержит прежде всего филлипсастреи и характерную брахиоподовую фауну низов верхнего девона *(Rhynch. cuboides, Orthis striatula)* наряду с редкими цефалоподами *(Mantic. intumescens).* Но и здесь наблюдается разделение между мелководной фацией с ее адорфским и клименievым известняками небольшой мощности (19—23 *м*) и глубоководной морской фацией — бюдесгеймским и ципридиновым сланцами бо́льшей мощности (20—200 *м*). Подразделение, которое во всем Гарце в целом дает лишь небольшие различия, здесь может быть выражено следующим образом: [2]

Горизонты II—V.

Глубоководная фация: пестрые и серые ципридиновые сланцы (80—100 *м*) в следующем порядке сверху вниз:

Горизонт V. Серый ципридиновый сланец с *Richterina costata* и *R. striata.*

Горизонты III — IV. Красный и зеленый ципридиновые сланцы с *Richterina elliptica, R. striata, Posidonia venusta, Phacops anophtalmus.*

---

[1] *Прим. ред.* Диабазовые подводные туфы.

[2] И здесь также вследствие полной аналогии можно сослаться на подробные фаунистические списки прирейнских гор.

Горизонт II. Серый ципридиновый сланец с *Entomis serratostriata, Richterina elliptica.*

Мелководная фация: климениевые известняки, частью краменцельские известняки (13 *м*).[1]

Горизонты III—V. *Clymenia laevigata, Cl. striata, Cl. annulata, Cl. involuta, Prolobites delphinus, Brancoceras sulcatum, Kochia dispar, Posidonia venusta, Cardiola articulata, Buchiola palmata, Entomis serratostriata, Phacops mastophtalmus.*

Горизонт II. *Cheiloceras subpartitum, Ch. planilobum, Ch. circumflexum, Sporadoceras Münsteri, Dimeroceras* и т. д.

Горизонт I. В общем известняковая фация адорфского известняка залегает в более высоких горизонтах; тут имеются светлые чистые известняки, содержащие однако весьма постоянные прослойки темного битуминозного известняка (келльвассерского известняка). Мощность их 6—10 *м*.

Фауна: *Entomis serratostriata, Tornoceras auris, T. paucistriatum, T. simplex, Manticoceras intumescens, M. cordatum, M. retrorsum, M. calculiforme, Beloceras multilobatum,* ортоцератиты, *Cardiola bickensis, C. concentrica, Buchiola retrostriata, B. palmata.* Для келльвассерского известняка особенно примечательны: *Manticoceras bickense, Crickites Holzapfeli, Buchiola angulifera, B. eifeliensis.*

Книзу адорфский известняк переходит в глинистую фацию бюдесгеймских сланцев, которые местами его даже совершенно замещают. В верхнем Гарце они приобретают в направлении на северо-запад все большую мощность (до 100 *м*), а на юго-востоке они часто выражены весьма слабо. На северо-западе в них бывают включены даже песчаные прослои.

Фауна: *Manticoceras cordatum, M. intumescens, M. complanatum, M. forcipiferum, Bactrites ausaviensis, Liorhynchus,* очень многочисленные стилиолины.

Пограничные слои девона и карбона (верхний девон VI и VII или карбон I). Как в Рейнских сланцевых горах, так и в Гарце, в верхах девонского горизонта V имеется перерыв и несогласие. В верхнем Гарце этот перерыв охватывает не только верхний девон, но и горизонты с *Protocanites* и *Pericyclus*. В среднем и восточном Гарце перерыв этот гораздо меньше. По новым данным Дальгрюна (*VII, 7, 9*), в нижнем Гарце он заполнен прежде всего таннскими граувакками и плитчатыми сланцами, по поводу которых долго не приходили к соглашению и считали их даже силурийскими. Группа эта залегает частью трансгрессивно на нижнем девоне, частью на верхнем девоне до горизонта V и указывает на наличие сильно выраженной марсийской фазы складчатости. Из ископаемых встречается прежде всего наземное растение *Cyclostigma hercynicum* со своими известными под названием *Knorria* var. spec. формами сохранности. Этим группа отличается флористически от типичного кульма. Так как эта группа перекрыта во всяком случае еще нижне-карбоновыми штигерскими слоями с диабазами, то ее одно-

[1] Ввиду полного сходства с Рейнскими горами приводить подробные списки фауны мы не будем.

временность с горизонтами с *Wocklumeria* и *Gattendorfia* может считаться несомненной, причем дело будущего решить, следует ли ее причислять к верхнему девону или к нижнему карбону. Дальгрюн оттеняет девонский характер циклостигмовой флоры.

К таннской граувакке в среднем Гарце кажется относится, судя по новым данным, часть аккер-брухбергского кварцита, ранее тоже считавшегося девонским. Его полная аналогия с также стратиграфически передвинутым кварцитовым горизонтом Келлервальда создает вероятие их позднe-девонского возраста (*V*, *129*). Из ископаемых находятся во включенных красноцветных сланцах неопределимые конодонты, лингулиды, дисцины, а в кварците даже остатки криноидей. Кроме того в них найдены *Knorria acicularis*, что исключает силурийский возраст. Возможно, что верхняя часть этого кварцита с диабазами относится к горизонту с *Pericyclus*. Мощность циклостигмовых слоев могла достигать 1 000 *м*.

Нижний карбон. Перициклусовый горизонт (турнэ) отсутствует в верхнем Гарце. В нижнем Гарце Дальгрюн сюда причисляет долго оспаривавшиеся штигерские слои. В полном своем развитии они дают следующее расчленение:

Верхние диабазы с красным железняком.

Глинистые и точильные сланцы с прослоями граувакк и зеленых сланцев.

Нижние диабазы и диабазовые мандельштейны частично с псевдоварiолитовой структурой.

Средняя свита отложений чрезвычайно изменчива и кое-где может совершенно выклиниваться, так что тогда диабазы являют собой сплошную массу. Аналогия с покровными диабазами Ланской области напрашивается сама собой и подтверждает принятое деление на горизонты.

Верхи нижнего карбона в Гарце образованы весьма равномерно и очень сильно напоминают Восточно-рейнские горы. Сверху вниз здесь различаются:

Кульмская грауваккa, в верхнем Гарце в сущности еще соответствующая нижнему горизонту III, а в нижнем Гарце частично заменяющая более глубокие горизонты. Перемежаясь с нею, залегают здесь глинистые сланцы. Кое-где строение конгломератовидное.

Флора дает: *Megaphyton simplex, M. Kushianum, Asterocalamites scorbiculatus, Lepidodendron Volckmannianum, L. Veltheimi, L. tylodendroides, Stigmaria ficoides* и т. д. В одной богатой ископаемыми сланцевой линзе у Клаусталя найдены: *Productus semireticulatus, Pr. punctatus, Chonettes Dalmaniana, Orthis resupinata, Orthotetes crenistria, Spirifer subcinctus, Rhynchonella pleurodon*. Верхне-визейский возраст следовало бы считать вероятным, тем более что слои эти уже вплотную приближаются к границе намюра.

Кульмские глинистые сланцы, а именно IIIα—IIIγ; до 50 *м* мощности, но на востоке частично замещены верхними граувакками, которые залегают непосредственно на нижних кремнистых сланцах, что имеет место также и в Ланской области. *Posidonomya Becheri* распространена повсеместно. Специальное подразделение (Вейгельт, *VII*, *43*), имеющее скорее местное значение, таково:

Борбергские слои, бедные фауной, с кластическими прослойками.

Лаутентальские слои (с известняковыми пластами) с *Glyphioceras subreticulatum, Pronorites cyclolobus, Prolecanites ceratitoides, Phillipsia aequalis.*

Ризбергские слои — густочерные квасцовые сланцы с *Glyphioceras striatum* и многочисленными *Posid. Becheri.*

Пограничные известняковые банки — 3 богатые кремнекислотой вонюче-известняковые банки; верхняя — с *Spirifer glaber*, нижние богатые *Glyphioceras sphaericum.*

Кульмские кремнистые сланцы — подверженная сильным колебаниям в смысле мощности группа (0—70 *м*), содержащая вверху роды *Prolecanites* и *Glyphioceras* горизонта IIIα, а в нижней части заходящая вероятно в пределы перициклусового горизонта. В верхнем Гарце несогласно залегает на девоне. Вейгельт делит ее петрографически:

Штейгертальские слои — квасцовые сланцы с банками кремнистых сланцев.

Адиноловый горизонт — пестрые кремнистые сланцы и светлые адинолы и точильные сланцы.

Лидитовый горизонт — наверху темные, содержащие углистое вещество, скорлуповатые, плотные лидиты, внизу — густочерные квасцовые сланцы.

Нижним карбоном заканчивается доварисский цикл Гарца; позднепалеозойское развитие внутренних впадин будет рассмотрено далее.

3. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РАЗВИТИЯ И ТЕКТОНИКИ (*VII, 10, 40*)

История начинается верхним силуром, во время которого имелась непосредственная связь с восточными Рейнскими сланцевыми горами. Имеется наличие связи с Англией и Богемией. Мощная седиментация и частично кластические формации заставляют предполагать хотя бы только временное существование суши на СВ, т. е. преграды, отделявшей этот бассейн от Швеции.

Каледонская складчатость, по Дальгрюну, интенсивна на юго-востоке, слаба на северо-западе, а в общем ведет к поднятию всей области и к далеко идущей эрозии. В зависимости от этого наивысшие горизонты силура (вернигеродские слои) сохранились лишь в одной центральной полосе. Представлен ли в них даунтон, — еще требует выяснения; в связи с этим же находится невыясненный вопрос, относится ли каледонская складчатость к эрийской или к арденнской фазе. Простирание каледонских складок главным образом с северо-востока на юго-запад. Общее поднятие, относящееся ко времени зигенских слоев, сменяется трансгрессией, начавшейся в нижнем кобленце на юго-востоке, а в верхнем кобленце после фазы движений (херусских) залившей и северо-западный верхний Гарц. Нижний Гарц этим схож с гессенскими мульдами, а верхний

Гарц — с Зауэрландом, куда рейнийская фауна верхнего кобленца повидимому иммигрировала тоже с востока. «Герцинские» элементы фауны заставляют считать вероятной хотя бы и прерывистую связь с Богемией.

Развивается ясное разделение на глубокие бассейны (мощные отложения, глинистые) и на мелководье (Schwellen) — мелководные полосы (тонкие пласты известняков), которые, по Дальгрюну, явственно ориентированы с северо-востока на юго-запад. В них можно усмотреть как определенные каледонские черты, так и зародыши варисских складок. Такое развитие идет до верхнего девона, причем

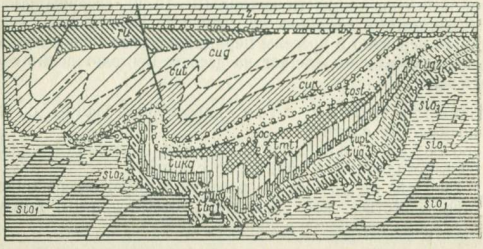


Рис. 122. Палеозойские трансгрессии в среднем Гарце. По Шрилю.

z—цехштейн; *ru*—нижняя красноцветная толща; *cu*—кульм с подразделениями; *to*—в. девон с подразделениями; *tm*—ср. девон; *tu*—н. девон с подразделениями; sio_1—sio_2—верхний силур.

геосинклинальный характер подчеркивается еще подводными излияниями (кератофир—диабаз). Общая мощность осадков по сравнению с Рейнскими сланцевыми горами невелика, на что с полным основанием указывает Штилле (*XII, 35*). Для верхнего Гарца можно принять в среднем:

Нижний девон	300 *м*
Средний девон	200 „
Верхний девон	250 „

В нижнем Гарце мощность осадков может быть несколько больше, однако и там они не достигают размеров рейнского девона.

Варисская складчатость начинается марсийской фазою, выраженной главным образом в крайней юго-восточной части Гарца; в результате ее происходит временное поднятие верхнего Гарца; между обеими частями развивается обширная предгорная впадина с циклостигмовыми слоями (верхний девон VI—VII или нижний карбон I).

Горообразование длится до перициклусового времени; впадина сжимается и, так же как и в области гессенских мульд, характеризуется диабазами (штигерские слои). Визейская трансгрессия по-

том вновь охватывает всю область. Затем следует главное складкообразование, которое Дальгрюн считает по возрасту судетским, так как в несогласно налегающих верхне-карбоновых грилленбергских слоях повидимому представлены еще верхне-вестфальские элементы. Далее вкратце излагаются основные черты тектоники (рис. 121).

Если гряда аккер-брухбергского кварцита, морфологически продолжающаяся в гранитном массиве Брокена, представляет собою

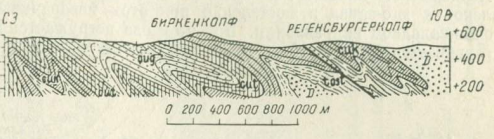


Рис. 123. Разрез восточного края южно-гарцской мульды. По Дальгрюну и Шрилю.

sug—кульмская граувакка; *sut*—кульмский глинистый сланец; *suk*—кульмский кремнистый сланец; *tost*—штигерские слои; *D*—диабаз.

важнейшую характерную зону, отделяющую верхний Гарц от нижнего, то с точки зрения Дальгрюна и Шриля указанная силурийская ось нижнего Гарца будет важнейшим элементом и опорой всей структуры. Поразителен ее S-образный изгиб; в южном и среднем Гарце она отличается отдельными круто сложенными в складки силурийскими выступами (Лаутерберг — Бенэккен-

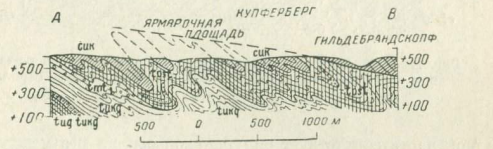


Рис. 124. Кульмское несогласие близ Гассельфельде в южно-гарцской мульде. По Шрилю.

suk, tost—то же, что и в рис. 123; *tmt*—низы ср. девона; *tykg*—*tug*—н. девон.

штейн — Гассельфельде), которые от северо-западного простирания постепенно переходят к почти западно-восточному. Продолжением служит на северо-востоке широкое силурийское седло нижнего Гарца, простирающееся в направлении к северо-востоку, на юге же обрывающееся у Нёйдорфского жильного комплекса.[1] Для структуры этой северо-восточной части в пределах силура характерны надвиги, частично покровообразные.

[1] Именно надвинутое на него, потому что жильные трещины у Нёйдорфа падают круто на север. Напротив — далее к северу выходящие в седле гарцгеродские жилы тоже ЗСЗ простирания падают на юг.

Если вслед затем рассмотреть область, расположенную от этой центральной оси к югу и к юго-востоку, то обнаружатся известные различия севера и юга. На севере юго-восточное крыло силурийского седла состоит из трансгредирующего девона, который однако, в противовес силурийскому седлу, сложен в чрезвычайно крутые изоклинальные складки с тенденцией к опрокидыванию и надвигу в северо-западную сторону. Вследствие выхода силурийского седла у Нёйдорфского жильного комплекса эта девонская полоса тянется далеко на юго-запад и постепенно при этом поворачивает в восточно-западном направлении. При этом она погружается к западу и развивается таким путем в южно-гарцскую мульду, которая в за-

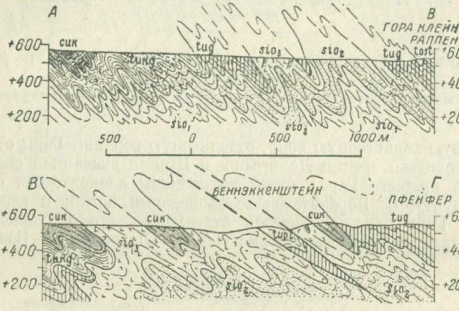


Рис. 125. Силурийское седло Бенэккенштейна на северо-западном краю южно-гарцской мульды. По Дальгрюну и Шрилю.

cuk, tost, tukg, tug—то же, что и в рис. 124; *sio*—в. силур.

падной части сопутствует силурийской оси на юге между Лаутербергом — Цоргой — Бенэккенштейном (рис. 123—125). Круто складчатый девон и нижний карбон, включая и штигерские слои, образуют основание, которое перекрыто верхними кульмскими граувакками в виде сколотых покровов (Цорга) с несколько отличным строением складок; возможно, что это явление связано с большей неподатливостью граувакк к складкообразованию и с более древними фазами складчатости основания. Несогласно со всей структурой залегает ильфельдская красноцветная толща (см. ниже).

К юго-востоку интенсивность складчатости и метаморфизм значительно возрастают, так что внешний юго-восточный край Гарца здесь образован простирающейся с севера на юг метаморфической зоной, в строении которой принимают участие слои вплоть до кульмских включительно. Различные стратиграфические зоны принимают характер филлитов, серицитовых, оттрелитовых, карполитовых сланцев; диабазы превращены в зеленые породы (*VII, 21, 33*).

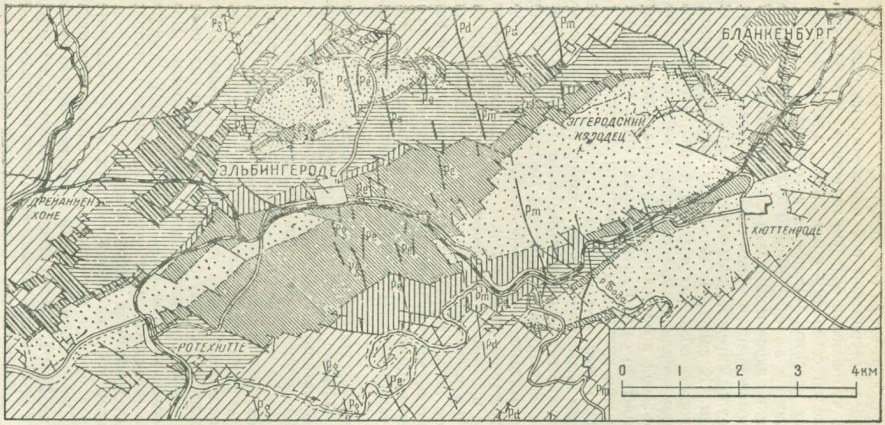


Рис. 126. Эльбингеродское шальштейновое седло в среднем Гарце. Из путеводителя по Гарцу Дальгрюна и Шриля.

1—н. девон и виссенбахские слои; *2*—шальштейн, кератофир; *3*—стрингоцефаловый известняк и железная руда; *4*—эйфельский известняк; *5*—в. девон; *6*—кульмский кремнистый сланец; *7*—кульмский глинистый сланец и граувакка; *8*—порфир, порфирит, диабаз.

Также имеется переход к южнее залегающей сильно метаморфизованной фации в Кюффхёзере (см. ниже).

Северо-западнее силурийской оси отношения на севере и юге несколько иные, что вызвано большей тенденцией к изгибу в СЗ—ЮВ простирание по северному краю Гарца, а далее внедрением обоих гранитных массивов — Рамберга и Брокена.

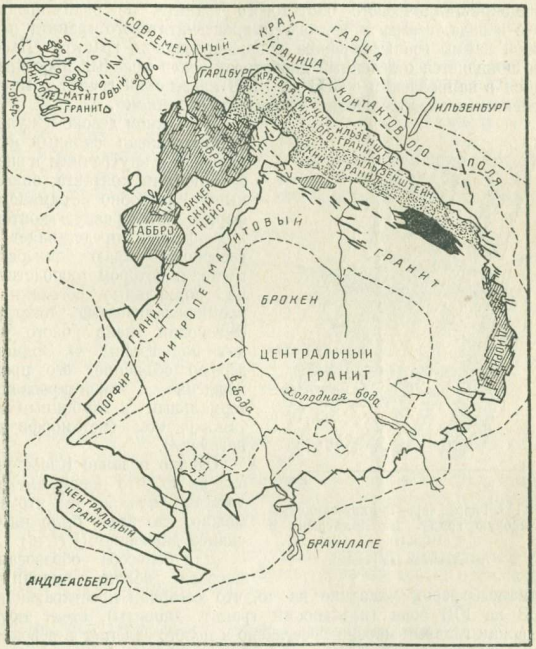
На северо-востоке за силурийским седлом следует зелькская мульда с кульмским ядром и выгнутым к югу простиранием (*VII, 9*); мейсдорфская красноцветная толща залегает несогласно с нею, так что зелькская мульда представляет собою зеркальный аналог южногарцской мульды. К западу и юго-западу она поднимается над обширною девонскою областью среднего Гарца, опять-таки сложенная в крутые изоклинальные складки с все более заворачивающим на юго-запад простиранием, через Браунлаге и Андреасберг прослеживаясь до самого южного края Гарца, где по большей части перекрывается кульмом и таннскими граувакками.

В центральную девонскую область на севере внедрен маленький несогласный гранитный массив Рамберга; это — преимущественно среднезернистый двуслюдистый гранит с порфировыми разностями и бесполевошпатовой кварцево-слюдистой краевой фацией. Далеко продолжающаяся на северо-запад порфировая бодская дайка может считаться апофизом или более поздней интрузией. Для признания посленижне-карбонового возраста гранита важно то, что его южный край простирается нормально «по-варисски», и что на севере он между Тале и Гернроде сопровождается узкими полосами палеозоя, простирающимися с северо-запада на юго-восток, ориентированными здесь параллельно более молодому разлому. Гранит таким образом залегает в области крупного загиба простирания.

Далее на западе выступают среди изоклинально сложенных в складки и частично опрокинутых виссенбахских сланцев и нижне-девонских кварцитов три эльбингеродских седла из подводных туфов (шальштейнов), состоящие из диабаза и шальштейна в центральной части и из пелены стрингоцефалового известняка или современного ему красного железняка (рис. 126). В седлах наблюдается более слабая складчатость, и они повсюду погружаются под более глубоководный девон, так что представление Коссмата (*VII, 27, 28*), согласно которому эти седла залегают в виде окон под более верхним покровом, оказывается весьма спорным. Поразительно, что у северного края окон до обрыва гор у Вернигероде снова выражено герцинское простирание, связанное с направленными на юго-запад чешуями силура и кульма.

К изверженным породам в этой области между Рамбергом и Брокеном следует отнести многочисленные дайки гранитового и сиенитового порфиров, энстатитового и авгит-диоритового порфирита и жильного мелафира, простирающиеся с севера на юг. Эти дайки проникают от края горной страны до области центральной силурийской оси и далее через нее. Таким образом мы достигаем северо-западного края центральной девонской зоны; он построен в виде нормально по-варисски простирающегося кварцитового пояса

Аккер-Брухберга, который раньше считали силурийским выступом, теперь же в ином толковании стратиграфии всплывает другое объяснение. Многое еще здесь неясно, но несомненно уже то, что эта сильно сжатая зона связана с перебросами складок на северо-запад.


СОВРЕМЕННЫЙ КРАЙ ГАРЦА
ГРАНИЦА
ГАРЦБУРГ
ГАББРО
ЭКЛОГИТОВЫЙ ГРАНИТ
ГРАНИТ
ГРАНИТ
ГРАНИТ
ГРАНИТ
ГРАНИТ
ГАББРО
ЭКЛОГИТ
ГНЕЙС
ГРАНИТ
ГРАНИТ
ГРАНИТ
ГРАНИТ
ГРАНИТ

авгитовых габбро, оливинового габбро, гарцбургита, бронзитовой породы) на северо-западном краю и диоритов и роговообманковых гранитов на северном и восточном краях массива. Эти более ранние породы интрудировали вероятно еще во время складкообразования. Самый гранит состоит из так называемого центрального крупнокристаллического биотитового гранита, из окаймляющего его с запада, севера и востока микропегматитового гранита и из южной каймы гранит-порфира и порфировидного гранита. На севере появляется отделенный диоритовой зоной красный простирающийся в направлении с ЗСЗ на ВЮВ ильзенский гранит с многочисленными параллельными апофизами и дайками.

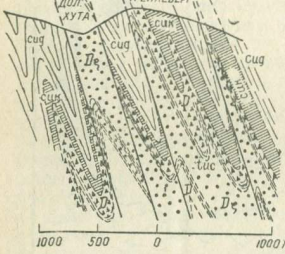


Рис. 128. Разрез через Верхне-гарцскую диабазовую гряду. По Дальгрюну и Шрилю.

(Обозначения—как раньше).

В смежном девоне и кульме гранит вызвал сильный метаморфизм с внутренним и внешним полями контакта, описанными подробно Эрдмансдёрфером. Своеобразную контактную фацию представляет по северному краю эккерский гнейс, в котором господствуют не нормальные роговики, а крайне-сланцеватые текстуры. Эккерский гнейс полого уходит под гранит, и Эрдмансдёрфер объясняет его происхождение комбинированным термальным и глубинным метаморфизмом (метаморфизмом нагрузки).

Однако недавно Клоос указал на то, что в нем имеются лежачие складки, так что возможно, что здесь было интенсивное движение (*VII, 6*).

Для способа образования массива важно выдвинутое Эрдмансдёрфером указание на то, что северная простирающаяся с СЗ на ЮВ зона (ильзенский гранит, диориты), стоит круто, тогда как главный массив несогласно и полого залегает в девонско-кульмских складках. Клоос поэтому видит в ильзенском граните питающую зону, а в главном массиве — утончающийся к югу плоский язык, аналогичный гранитам Лаузица и Пассауского леса. Внутренние структуры массива между тем носят варисский характер. Богатые серебряными рудами трещины Андреасберга, секущие девон по южному краю массива с востока на запад и с юго-востока на северо-запад, находятся в связи с ослабевающей эруптивною фазою.

По ту сторону аккер-брухберг-брокенской зоны проходит через всю горную страну широкая сквозная полоса кульма с простиранием с СВ на ЮЗ. На юго-западе поднимается среди этой

полосы верхне-гарцский диабазовый гребень с опрокинутыми и надвинутыми на северо-запад изоклинальными складками.

Далее на северо-западе простирающиеся с СЗ на ЮВ клаустальские рудные жилы оказываются разделенными на северную и южную группы. На севере залегает сложное верхне-гарцское девонское седло; оно состоит из юго-восточного опрокинутого на северо-запад нижне-девонского седла (калебергского песчаника) и северо-западных проще построенных отдельных седел более молодого девона и кульма (рис. 129); весьма поразительна дисгармоничная складчатость твердых песчаников и мягких сланцев. К этой области принадлежит по своему возникновению вызывавшее сильные споры месторождение колчедана в Раммельсберге в виссенбахских сланцах (см. рис. 133).

Седло обрывается к юго-западу у Клаустальских жильных трещин по крайней мере на 500 *м*, а по другую их сторону залегает монотонное кульмское плоскогорье юго-западного Гарца, в котором



Рис. 129. Разрез через шальскую мульду к северо-западу от Калебергского седла. По Дальгрюну.
(Обозначения — как раньше).

однако продолжаются складки, простирающиеся с СВ на ЮЗ, хотя в кульме их и трудно установить (рис. 134).

Оригинальное явление представляют выступы ибергского известняка близ Грунда, напоминающие отдельные «утесы» (Klippen). Вельтер заподозрил в них остаток покрова, чему однако не оказалось никаких доказательств.

В жильных трещинах и в безрудных ржавых полосах смятия Клаустальского округа имеются также горизонтальные подвижки на северо-запад, размеры которых, по Дальгрюну, доходят до 700 *м*.

Рудные жилы выполнены серебросодержащим свинцовым блеском и свинцовой обманкой в жильной массе из кварца, барита и известкового шпата. Без сомнения они связаны с верхне-карбоновым вулканизмом.

4. СТРУКТУРА ГАРЦА

Очень обобщая, можно сказать, что интенсивность складчатости в Гарце убывает с юго-востока на северо-запад, что выражается уже в сильном метаморфизме восточного края. Притом вполне точно установлено, что имеется налицо достаточно ясно выраженная тенденция к опрокидыванию складок на северо-

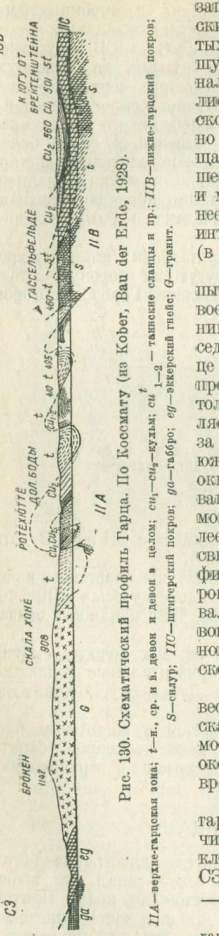


Рис. 130. Схематический профиль Гарца. По Коссмату (из Kober, Bau der Erde, 1928).

IIA—верхне-гарцская зона; *t*—н., ср. и в. девон и девон в целом; cu_1—cu_2—кульм; cu_{1-2}^{t} — таннские сланцы и пр.; *IIB*—нижне-гарцский покров; *S*—силур; *IIC*—штигерский покров; *da*—габбро; *eg*—экеркий гнейс; *G*—гранит.

запад, которая выражается например в плоских надвигах силурийской оси, в сколотых покровах южно-гарцской мульды, в чешуйчатом строении почти всех изоклинально-складчатых частей. Как разделялись движения по отдельным фазам варисского горообразования, еще не вполне ясно; но видимо и здесь горообразование перемещалось на северо-запад, аналогично отношениям в гессенском синклинории,[1] чем и могут объясниться явления сколов в ранее уже отвердевших областях. Гранитная интрузия следует за складкообразованием (в верхнем Гарце).

Коссмат в последнее время *(VII, 27, 28)* пытался установить грандиозное надвиговое строение в Гарце. Исходя из отношений в Эльбингеродском шальштейновом седле, он предполагает, что в среднем Гарце верхне-гарцская свита перекрыта на протяжении 15—20 *км* нижне-гарцской толщей. Аккер-брухбергская гряда определяет северо-западный край верхней свиты, за которым как у Эльбингероде, так и в южном Гарце еще выступает наподобие окна нижележащий кульм (таннская граувакка). Брокенский массив интрудировал может быть частично по следу надвига. Далее на юго-востоке он видит в штитерской свите южно-гарцской мульды и в метаморфизованном восточном крае остаток второго, еще более высоко залегающего покрова. Первичные несогласия над верхним девоном таким образом могут приобрести новое значение вторичных тектонических сколов.

Против этого в некоторых отношениях весьма основательного представления высказывались такие хорошие знатоки взаимоотношений Гарца как Шриль, так что окончательное суждение по этому вопросу вряд ли еще возможно.

Один из весьма существенных пунктов гарцской тектоники являют собою многочисленные северо-западные трещины и отклонение простирания в направлении с СЗ на ЮВ по северному краю горной

[1] *Прим. ред.* Система складок, принимающих характер синклинали.

страны и S-образный изгиб силурийской оси. Как раз в ярко выраженной связи с этим отклонением видимо и находятся трещины, рассекающие вдоль чуть ли не весь Гарц от Клаусталя через Андреасберг и до Нёйдорфского жильного комплекса. Их древность подсказывается связью интрузий с этой зоной. Здесь повторяется многократно отмечавшееся явление ступенчатообразного продвижения вперед отдельных элементов в сочетании с горизонтальными флексурами и поперечными разрывами. Здесь же повторяется и известная из южных массивов связь питающих гранитных зон с горизонтальными надвигами.

5. КЮФФХЁЙЗЕР

Небольшие Кюффхёйзерские горы, поднявшиеся по одну сторону идущей с СЗ на ЮВ трещины на юге Гарца, обнаруживают

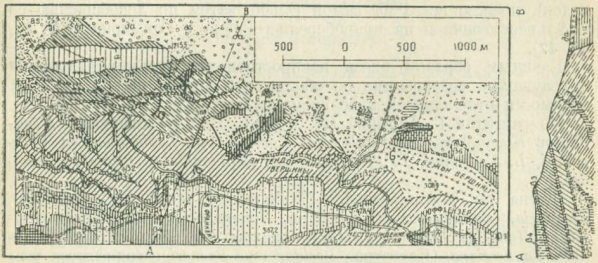


Рис. 131. Основной фундамент Кюффхёйзера. По Шрилю.

as—щебневые конусы; *da*—осыпи склонов; *dl*—лёсс; β_1—β_5—сланцевые глины мансфельдских слоев; *sto*$_3$*a*—*sto*$_3$*g*—песчаники и конгломераты мансфельдских слоев; *G*—молодой гранит; G_1—роговообманковый габбро; *a*—амфиболит; *gnh*—роговообманковый гнейс; *gnx*—порфировый гнейс; *gn*—серый гнейс (парагнейс).

под несогласным покровом верхне-карбоновых и красноцветных отложений свиту сильно метаморфизованных пород, совершенно отличающихся от тех, что имеются в Гарце *(VII, 12, 32)*.

Шриль *(VII, 38)* различает серые волокнистые парагнейсы, порою авгитсодержащие, и разнообразную группу ортогнейсов (роговообманковые, гранодиоритовые гнейсы, амфиболит и несколько более молодые внедрения биотитового и порфировидного гнейса).

Породы сильно вытянуты и по большей части интенсивно раздроблены. Сланцеватость направлена с СВ на ЮЗ. Наряду с этим имеется налицо не рассланцованный двуслюдистый гранит и многочисленные дайки и штоки аплитового гранита. Последняя свита поэтому вероятно относится к верхнему карбону, тогда как все другие породы деформированы по меньшей мере до последней фазы складкообразования. Точный возраст естественно трудно

даже наметить. Здесь следует помнить, что в юго-западном Гарце метаморфизм усиливается и доходит даже до кульма. Часть ортогнейсов значит вполне может принадлежать к вариссскому циклу. К этому ли также циклу относится время метаморфизма серых парагнейсов, или же здесь мы видим более древние элементы, пока решить невозможно. Во всяком случае зонально Кюффхёйзер принадлежит к более южному сильнее метаморфизованному поясу, нежели Гарц, и скорей всего относится к гнейсовому поясу Рула в Тюрингенском лесу (см. гл. X), лежащему на продолжении его простирания.

6. ПАЛЕОЗОЙ МАГДЕБУРГСКОГО РАЙОНА

К северо-востоку от Гарца палеозойские слои выступают во Флехтингской возвышенной гряде и, примыкая к последней, еще неоднократно появляются в виде небольших обнажений (или выходов), прежде всего на самой Эльбе, затем по левобережью ее у Альвенслебена и на правобережьи Рейна у Гоммерна (*VII*, *31*, *35*, *47*).

Главным образом здесь распространены кульмские сланцы и граувакки, содержащие не обильную флору и фауну, по всей видимости относящиеся к верхнему кульму.

Из растений Г. Потонье (H. Potonié, 1901 г.) отмечает: *Megaphyton Kushianum*, *Asterocalamites scorbiculatus*, *Lepidodendron Volkmanni*, *L. Veltheimi*, *L. tylodendroides*, *Lepidophloios*, *Stigmaria ficoides*.

Фауна по Вольтерсдорфу (Woltersdorff, 1899 г.): *Cypridina*, *Phillipsia*, *Glyphioceras* cf. *crenistria*, *Dimorphoceras*, *Orthoceras striolatum*, *Hyolithes Roemeri*, *Pecten praetenuis*, *Ctenodonta Fritschi*, *Chonetes Laguessiana*. Отсутствие *Posidonomya Becheri* и гониатитов указывает на верхний кульм.

О подстилающих кульм слоях по сие время не имеется точных данных. Кварциты, залегающие близ Гоммерна и содержащие скудные растительные остатки (*Sphenopteridium*, *Asterocalamites?*, *Stigmaria*), весьма сильно колебались в смысле своего стратиграфического положения; петрографически они похожи на аккербрухбергские кварциты Гарца или на кварциты Келлервальда, с которыми заодно они долго причислялись к силуру. Но так как именно там оказалось необходимым совершить перестановку в пределы нижнего карбона или верхнего девона, то было бы крайне сомнительно, чтобы здесь оказались породы более древние, чем нижний карбон, тем более что Добрилугкская скважина в южной Бранденбургской Марке прошла кульм, кембрий, альгонк, однако не показала несомненного силура. Вопрос кратко рассматривался в I томе (стр. 309, добавление), где на основании еще в 1907 г. принятого Линстовом (Linstow) силурийского возраста кварцитов мы считали, что девон отсутствует во Флехтингской гряде. Ныне это не кажется слишком вероятным; скорее приходится думать, что гарцский девон продолжается в Магдебургском районе и залегает здесь под кульмом; в основа-

нии галльской красноцветной свиты вероятно лежит тоже девон.

Из более молодых отложений известны лишь изверженные породы среднего отдела красноцветной толщи и аркозы верхнего ее отдела, несогласно налегающие на кульм.

Тектоника выяснена пока очень мало. Общее простирание — северо-восточное, но сворачивает на востоке (Эльбехафен у Магдебурга) в направлении к ВСВ и к востоку при господствующем южном падении. Это напоминает взаимоотношения северного края Гарца. Область лежит вплотную у «оре-кацбахского» разлома, приводимого Штилле (Магдебургский береговой край), по другую же сторону его на северо-востоке палеозойские горы окончательно уходят на недосягаемую глубину.

7. ВЕРХНИЙ ПАЛЕОЗОЙ ГАРЦА И ВОСТОЧНО-ГАРЦСКОЙ ПРЕДГОРНОЙ СТРАНЫ

а) Порядок отложений

В пределах Гарца верхний палеозой выступает лишь в малых «бассейнах» Ильфельда и Мейсдорфа — Оппероде, которые довольно хорошо соответствуют поздне-варисской мульде, заполненной нижними красноцветными отложениями и разбитой позднее эрозией на отдельные части. В восточном предгорьи, напротив, в галльской мульде залегает уже ранее заполненный осадками более значительный внутренний бассейн. Порядок слоев обоих районов будет рассматриваться совместно.

Стефанский ярус *(VII, 2, 3, 4, 34, 38, 44, 48).* Верхний карбон развит только в восточном предгорьи Гарца, и можно считать, что восточный Гарц в те времена образовывал северо-западный край этой впадины, которая может быть прослежена от Кюффхёйзера до Галле, на юге же и на севере исчезает под более молодыми отложениями. Свита, превышающая мощностью 1 000 *м*, делится на три отдела; сверху вниз можно различать:

3. Веттинские слои. Эта свита, доходящая порою до 400 *м*, обнаруживает ясное разделение на пустые и угленосные фации. Пустая фация состоит из буро-красных аркозов и сланцеватых глин, причем вверху вмещаются известняковые банки, в которых встречаются моллюски и членистоногие *(Anthracosia, Leaia, Estheria).* В угленосной фации на красных песчаниках (до 270 *м* мощности) лежат серые богатые слюдой песчаники (60—150 *м*) с перекрестной слоистостью и темные сланцеватые глины с 4 пластами угля, из которых верхний достигает 4—6 *м* мощности. Эта верхняя группа недавно вся целиком отнесена Леманом (Lehmann, Jahrb. Hall. Verh. и т. д. 1929, т. 8, вып. 2) к нижней красноцветной толще, так как, согласно его данным, находится в висячем боку нижнего порфира (см. ниже). Флористически это еще не вполне доказано.

Флора содержит: *Sphenophyllum emarginatum, Sph. longifolium,*

Sph. angustifolium, Pecopteris Miltoni, P. arborescens, P. Candolleana, P. oreopteridia, Neuropteris auriculata, Asterophyllites equisetiformis, Cordaites principalis, Annularia stellata, Sigillaria alternans.

2. *Мансфельдские слои.* Эта свита, доходящая до 800 *м* мощности и больше, в низах обнаруживает главным образом кварцитовые конгломераты с прослойками красных сланцев и линзами желваков известняка; выше — по преимуществу песчаники с окремнелым деревом. Мелкие эруптивные покровы также встречаются кое-где. Шриль *(VII, 38)* к тому же ярусу причисляет с недавнего времени лежащие в Кюффхёйзере непосредственно на коренных породах основания красные песчаники и сланцеватые глины, флора которых во всяком случае не содержит форм, типичных для красноцветных отложений.

Флора содержит: *Cordaites principalis, Sphenophyllum longifolium, Sph. Schlotheimi, Odontopteris Reichi, Pecopteris Candolleana, P. arborescens, Callipteridium Bucklandi, Asterophyllites equisetiforme, Asolanus camptotaenia.* Из Кюффхёйзера Шриль упоминает еще: *Pec. Miltoni, P. Pluckeneti, Neurodontopteris auriculata, Sphenophyllum verticillatum, Asterophyllites Suckowi.* В Кюффхёйзере недостает верхних слоев, и несогласно выше следует верхний отдел красноцветной толщи.

1. *Грилленбергские слои* до 200 *м* мощности. Они начинаются базальными брекчиями, на которых залегает перемежающаяся свита серых, черных и красных сланцеватых глин, красных и серых песчаников и конгломератов. Сверху лежит бело-серый крепкий пиритсодержащий конгломерат. Свита эта известна на дневной поверхности лишь в восточном Гарце, а в других местах она вскрыта только буровыми скважинами. Уголь встречается лишь в виде следов.

В средней части ископаемые встречаются несколько чаще, и рядом с антракозиями и *Spirorbis Ammonis* попадаются: *Cordaites borassifolius, Stigmaria ficoides, Sphenophyllum emarginatum, Pecopteris dentata, P. arborescens, P. Miltoni, Neuropteris flexuosa, N. angustifolia, N. auriculata, Odontopteris obtusa, Asterophyllites equisetiformis, Annularia stellata.* Недавно Готаном (Gothan) указаны роды *Neuropteris (Mixoneura) ovata, Linopteris ovoides, Lepidodendron dichotomum, Alethopteris lonchitica, Pecopteris Daubreei,* и он поэтому думает, что часть грилленбергских слоев может быть верхне-вестфальскою (*VII, 20*).

Деление стефанского яруса на три части сильно напоминает развитие нижне-судетской мульды, в особенности, если сопоставить мансфельдские слои с гексенштейнскими аркозами, включающими окремнелое дерево.

Красноцветная толща (VII, 29, 36, 39, 42, 45, 46).

Нижний отдел красноцветной толщи галльской мульды состоит главным образом из двух мощных порфировых покровов с залегающими между ними «промежуточными осадками» (*VII, 37*). В верхах время от времени встречаются пластические глины и порфировые туфы (Зенневиц). Нижний порфир (ландсберг-лёбеюнский порфир) является огромнейшим в несколько сот мет-

ров мощностью и более или менее одновременным покровным излиянием; порода относительно крупно окристаллизована, с крупными выделениями. Веттиг (*X, 55*) высказал не так давно предположение, что эта порода интрузивного происхождения. Промежуточные осадки состоят из сланцеватых глин и аркозов с мелафировым покровом в 30—100 *м* мощностью; они содержат непромышленные угли и следующую флору:

Walchia piniformis, W. filiciformis, Sphenopteris germanica, Odontopteris obtusa, Pecopteris arborescens, P. Miltoni, Calamites cannaeformis, Annularia longifolia, Callipteris conferta, Araucarites Brandlingi.

Промежуточные осадки Вейгельт в противоположность Бейшлагу рассматривает как относящиеся к красноцветной свите. Леман (l. c.) относит их, как уже сказано, тоже к красноцветной свите, но принимает их за идентичные с веттинскими слоями.

Висячие порфиры (петерсбергские порфиры) принадлежат к различным центрам извержения и отличаются мелкокристаллическим сложением.

Тогда как нижний отдел красноцветной толщи на Кюффхёйзере отсутствует, далее к западу в Гарце он развивается довольно мощно в обоих бассейнах — Ильфельд-зюльцгайнском и Мейсдорф-опперодском (*VII, 36, 39, 45*).

В Мейсдорфе по северному краю Гарца свита начинается конгломератами, на которых залегает угольный пласт; далее идут песчаники и сланцеватые глины в 200—250 *м* мощностью; еще выше несогласно лежит верхний отдел красноцветной толщи или цехштейн.

Флора: *Callipteris flabelliformis, C. Naumanni, C. typ. conferta, Walchia piniformis, Pecopteris arborescens, P. abbreviata, P. oreopteridia, Neuropteris auriculata, N. heterophylla, Sphenopteris germanica.*

В Ильфельд-Зюльцгайне имеется, по Вейгельту, свита, разделенная заальским горообразованием на отдельные мульды; Шриль считал, напротив, что здесь следует видеть несколько отдельных мульд накопления осадков. Свита начинается 50 *м* конгломерата, на нем залегает угленосная пачка мощностью около 3 *м*; далее за нею следует сланцеватая глина (40—50 *м*) и мощное излияние мелафира.

Флора: *Callipteridium Regina, C. gigas, Pecopteris Bioti* и др., *Sphenopteris Burgkensis, Taeniopteris Plauensis, Walchia piniformis, Callipteris conferta.*

В висячем боку непосредственно за этим идет цехштейн. Эта свита иногда относилась к карбону, но флора имеет определенно пермский характер.

Верхний отдел красноцветной толщи состоит из базальных брекчий с порфировой галькой и из свиты красных конгломератов, песчаников и сланцеватых глин весьма колеблющейся мощности. Он залегает почти всегда ясно несогласно с нижним отделом красноцветных отложений, так что здесь видно совершенно отсутствуют средние горизонты Тюрингенского леса. В то время как на юго-востоке он примыкает вероятно прямо к Лейпцигскому району, в Гарце повидимому находился первоначальный

северо-западный берег бассейна, потому что здесь цехштейн непосредственно трансгредирует на более древние слои. [1]

Наоборот накопление осадков продолжалось к северо-востоку (Магдебург), где верхний отдел красноцветной толщи подстилается кварцевыми порфирами и авгитовым порфиритом, имеющими возможно возраст среднего отдела красноцветной толщи.

b) Общие выводы

Восточно-гарцская предгорная страна принадлежит к позднепалеозойской заальской впадине, которая в стефанское время простиралась приблизительно с ВСВ на ЗЮЗ, а во время отложения красноцветной толщи углубилась и расширилась под влиянием

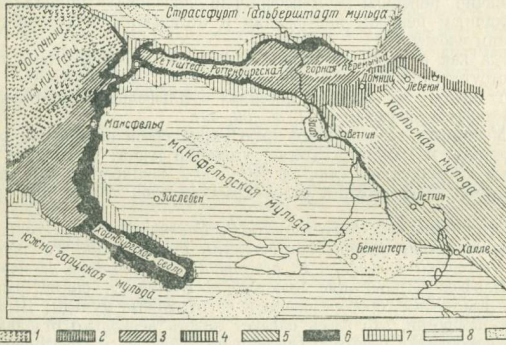


Рис. 132. Восточное предгорье Гарца. По Бейшлагу и фон-Фритшу.

1—девон и силур; *2*—гряллебергские слои; *3*—мансфельдские слои; *4*—веттинские слои; *5*—нижняя красноцветная толща; *6*—верхняя красноцветная толща; *7*—цехштейн; *8*—пестрый песчаник; *9*—раковинный известняк.

колоссальных вулканических излияний. В это время в восточном Гарце образуется параллельно мейсдорф-ильфельдская впадина, [2] которая вероятно отделялась от главной впадины, но по Кюне *(VII, 29)* на юге сливалась с нею, так что в Тюрингенском лесе обе они соединялись. После отложения кузельских слоев наступила особенно хорошо выраженная в этой области горообразовательная фаза — франконская складчатость Вальтера или заальская фаза Штилле. Следы ее присутствуют ясно в самом

[1] К северу отсюда верхний отдел красноцветной толщи выходит еще раз у Зеезена в верхнем Гарце.

[2] Штилле обозначает ее как Зельский трог и признает ее структурную связь с Саарской впадиной.

положении гальской мульды и в ее слабо-волнистой особой складчатости, имеющей общее простирание от ВСВ — ЗЮЗ до востоко-западного. Они также проявляются в особой складчатости Ильфельдского бассейна и в изгибе верхнего карбона Кюффхёйзера, где наряду с рудногорским простиранием ВСВ — ЗЮЗ наблюдаются и герцинские элементы (СЗ—ЮВ по Шрилю). Так как область эта позднейшею саксонскою тектоникою перестроена весьма интенсивно, то затруднительно выделить возрастные различия более ранних элементов. Леман (*VII, 30*) недавно показал, что в послепалеозойских слоях имеется целая сеть трещин, простирающаяся 20 —40° СВ и 110 — 130° ЮВ, тогда как в более древних отложениях тут же имеется сеть трещин еще более древних, простирающаяся 50—80° СВ и 140—170° ЮВ. Последняя следовательно также должна быть отнесена как система продольных и поперечных разломов к заальской складчатости, так как она хорошо согласуется с наблюдаемыми в таковой направлениями сбросов и складок.

Спокойная седиментация начинается вновь лишь в несогласно залегающем верхнем отделе красноцветной толщи; заальская впадина теперь расширяется прежде всего в юго-западную сторону и через Тюрингенский лес смыкается с пониженной областью Веттерау и Саарской областью.

8. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ГАРЦА И ЕГО ВОСТОЧНЫХ ПРЕДГОРИЙ [1]

Каустобиолиты. Внешняя впадина в гарцском секторе варисских гор недоступна; достижимые скопления каустобиолитов поэтому ограничены лишь в пределах некоторых внутренних впадин и потому имеют небольшое значение. Они собственно приурочены к двум слабопродуктивным полосам: стефанской угленосной области Веттин—Лёбеюн, залегающей приблизительно по внутреннему краю рено-герцинской зоны, и к бассейнам Ильфельда и Мейсдорф-Оппереде, относящимся к нижнему отделу красноцветной толщи.

В Веттин-Лёбеюнской области в черной сланцевато-глинистой фации веттинских слоев проходит до четырех пластов, из которых фактически только один верхний с 4—6 *м* угля заслуживает разработки. Западный Веттинский район считается давно выработанным, а восточный — Лёбеюнский — во времена более благоприятной конъюнктуры давал до 8 тыс. *т* в месяц (1923 г. *VII, 3, 34, 44*).

В нижнем отделе красноцветной толщи Мейсдорфа и Ильфельда лежит пласт в 1—3 *м* мощностью. Качество угля колеблется очень сильно, и прерывавшаяся не раз разработка в сущности имеет лишь местное значение (*VI, 39, 45*).

---

[1] Следует еще раз указать, что полезные ископаемые цехштейна (медистые сланцы и соли) будут рассматриваться позднее.

Запасы вероятно доходят до немногих миллионов тонн; добыча за последние годы максимально достигала 50 тыс. *т* в год.

Железные руды. Относительно большое количество железных руд можно, как и в Рейнских горах, подразделить на руды сингенетические и эпигенетические.

Среди *осадочных* сингенетических руд опять-таки наиважнейшими являются девонские. Наибольшее значение имеют залежи Эльбингероде, связанные с границей между средне-девонскими шальштейнами и стрингоцефаловым известняком. При этом туфы кератофира и диабаза, как и весь стрингоцефаловый известняк, местами оруденели, так что мощность месторождения в целом доходит до 40 *м*; руды таким образом достигают самой границы верхнего девона. Для этой области характерна более или менее правильная складчатость, под влиянием чего шальштейны выходят на поверх-

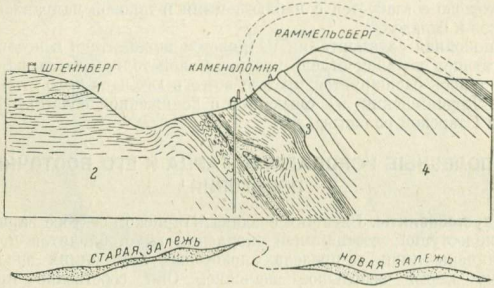


Рис. 133. Разрез и план Раммельсберга. По Клокману.

1—диабаз; *2*—так называемый госларский сланец (ср. девон); *3*—кальцеоловый сланец; *4*—спириферовый песчаник (н. девон).

ность в виде седел (см. рис. 126). Руда — гематит с 30—49% железа. Запасы установлены приблизительно в 40 млн. *т* (*VII, 53, 58, XII, 50*).

Подобное же положение, но с меньшим значением, занимают красные железняки Верхне-гарцской девонской гряды к западу от аккер-брухбергского кварцита. Здесь тоже руды залегают в среднем девоне между шальштейном и стрингоцефаловым известняком, которые они частично метасоматически замещают. Руда содержит до 40% железа при 15% кремнекислоты. Значительно превращена в магнетит поблизости Брокенского массива. В настоящее время промышленные запасы исчисляются едва в 5 млн. *т*.

Чисто метасоматический характер имеют железо-шпатовые и буро-железняковые гнезда Иберга (Грунд) в верхне-девонском массивном известняке; значение их невелико. Сюда же может быть можно причислить буро-железняковые гнезда в окремненном из-

вестняке Зузенбурга (Эльбингероде), с глубиною переходящие в первичные железорудные жилы.

В виде жильных месторождений в Гарце встречается железный шпат. Жилы его известны в нижнем девоне Штрасберга и Гайна; они вероятно принадлежат генетически к свинцовым жилам Нёйдорфа и не находятся в прямой связи с зигерландскими железными шпатами. На выходах они превращены в жилы бурого железняка.

Несколько более важное значение имеют жилы красного железняка, среди которых прежде всего заслуживают упоминания простирающиеся с СЗ на ЮВ жилы Лаутерберга в таннской грауваккe. Они достигают мощности 1 *м* и притом содержат немного медной руды и барита. Обогащенные они содержат 73—80% железа с 8—11% кремнекислоты и 2% Al_2O_3; сера и фосфор совершенно отсутствуют. Жилы красного железняка меньшего значения, но более чистые, известны также у Ильфельда. Здесь рудные жилы идут вверх, входя даже в красноцветную толщу, где они обогащены, в особенности в порфиритах. Выше они переходят в марганцовые руды, содержащие главным образом манганит и пиролюзит, в виде жильной породы содержат тяжелый шпат. Следует считать марганцовые руды вторичными и возникшими вследствие действия нисходящих вод красноцветной и цехштейновой толщ. Запасы выработаны.

Наконец следует упомянуть, что серебрянорудные жилы Ст.-Андреасберга, вне пограничных зон раздробления, являют собой чисто железорудные жилы.

Действительные и вероятные запасы всех жильных месторождений в 1910 г. определялись в 2 млн. *т*; в целом действительный и вероятный запас железных руд Гарца дает цифру 45—47 млн. *т*. Возможно конечно, что она значительно увеличится. Добыча в Гарце дала в 1924 г. — 191 тыс. *т* с 63 тыс. *т* железа.

Колчеданные месторождения в Раммельсберге (*VII, 53, 56, 57*). Еще не вполне выясненное положение занимает месторождение смешанных сульфидов в виссенбахских сланцах у Раммельсберга близ Гослара. Два первоначально связанных друг с другом месторождения залегают в опрокинутой мульде под нижне-девонским калебергским песчаником. В общем они согласны, но имеют тектонические границы в лежачем и в висячем боках. В стороны они переслоены со сланцами, так что там образовались своеобразные полосчатые руды. Рудная залежь имеет в ширину 15—20 *м* при 1 200 *м* по простиранию. Различают прежде всего четыре рода руд: колчеданная руда — свинцовый блеск с большим количеством серного колчедана, свинцовый блеск с медным и серным колчеданами, серая руда с галенитом и тяжелым шпатом, бурая руда — свинцовый блеск с цинковой обманкой. Руды постепенно переходят одна в другую. В общем серые руды находятся наверху, бурые руды приурочены к нижней части; зональное распределение приемлемо только для старой залежи. Заслуживает упоминания медное месторождение,

представляющее сланец, пересеченный и пропитанный сетью медноруд ных прожилков.

Многократно менялось мнение о происхождении этого месторождения. Представление об интрузивном образовании по типу норвежских колчеданов (Фогт) стало неправдоподобным, после того как в залежи были найдены гониатиты. С другой стороны объяснение происхождения его чисто осадочным путем (Клокман), вполне правдоподобное для аналогичной залежи Мэгтена (стр. 326—327), здесь натолкнулось на трудности, прежде всего на мелкие отдельные несогласия между рудою и сланцами. Берг (Berg) признавал наличие метасоматоза. Г. Фребольд присоединяется к более раннему воззрению Ирвинга и Линдгрена и указывает на то, что месторождение осадочного происхождения, но последующими динамическими процессами метаморфизовано. За это говорит сильная плойчатость и образование флексур внутри месторождения, подлинно кристаллобластическая структура руд и отсутствие ясного парагенеза. Следы регионального метаморфизма видны и во вмещающих породах.

Запасы весьма значительны. В 1918 г. было добыто 24 240 *т* медной руды, 31 785 *т* свинцовой руды и 1 391 *т* серного колчедана. В 1924 г. общая добыча равнялась 28 тыс. *т* руды, из них 1 500 *т* меди.

Пестрые руды Гарца *(VII, 52, 54, 55).* Группа медных, свинцовых и цинковых руд частично с весьма высоким содержанием серебра в Гарце широко распространена и находится в более или менее явной связи с гранитными интрузиями северного его края. В общем группа эта следует по простирающейся с ЗСЗ на ВЮВ системе трещин, прослеживающейся почти по всему Гарцу. В отдельности три главных рудных района имеют однако значительные различия.

Клаустальский округ. В пределах плато девонских и кульмских пород на 12 *км* в длину и 8 *км* в ширину выходят многочисленные, простирающиеся на ВЮВ и падающие к югу трещины и сбросы, с которыми связаны 10 главных жильных зон. Жилы в настоящее время известны до глубины 965 *м* и имеют мощность до 40 *м*. Шталь *(VII, 59)* указывал, что рудоносность приурочена главным образом к седлам вмещающей породы. Кажется примечательным то, что явственные зальбанды существуют лишь в лежачем боку, в висячем же наблюдается переход к вмещающей породе. Структура руд либо полосчатая, либо обломочная (брекчиевидная) с концентрическим оруденением вокруг включений вмещающей породы (кольчатые руды, кокардные руды). Эти включения во всяком случае указывают на то, что трещины до оруденения являлись подвижными зонами.

Основною (главною) рудою является свинцовый блеск с содержанием 0,01—0,3% серебра, с глубиною переходящий в цинковую обманку. Реже встречаются пирит и бурнонит. Как редкость попадаются селеновый свинец и селеновая медь. Жильной породой по преимуществу является кварц, несколько реже — кальцит и железный шпат; барит встречается поблизости от прежне-

го цехштейнового перекрытия и должен быть моложе. Известковый шпат и железный шпат — самые древние из выделившихся минералов; несколько моложе — главная масса кварца, за которым следуют медная руда, потом цинковая обманка и свинцовый блеск. Раз-

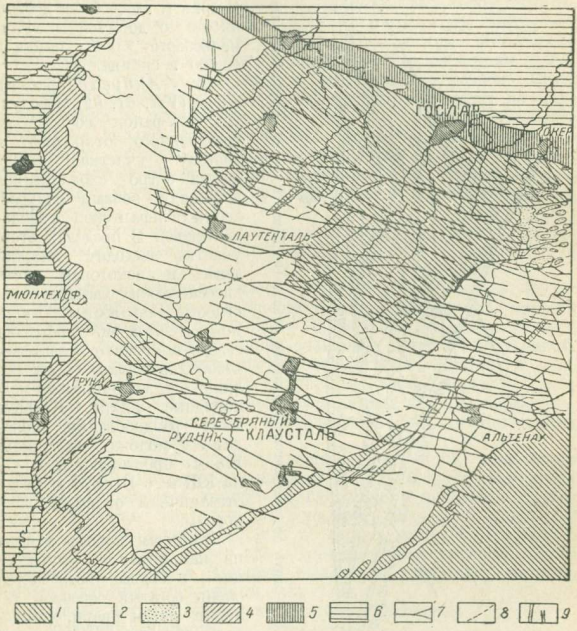


Рис. 134. Жильная система верхнего Гарца. По Бейсгаузену (из Beck, Erzlagerstätten).

1—девон; *2*—кульм; *3*—окерский гранит; *4*—цехштейн Западной предгорной страны; *5*—триас; *6*—верхний мел и более молодые формации предгорной страны; *7*—жилы; *8*—полосы раздробления; *9*—керсантитовая дайка.

личают два типа руд: зильбернаальский тип, встречающийся в граувакках и содержащий плотные руды с богатым серебром свинцовым блеском; бургштадтский тип связан с глинистыми сланцами и содержит кальцит, сфалерит и халькопирит. Различие это однако видимо менее зависит от окружающих пород, нежели от первичных глубинных причин.

Образование трещин может находиться в зависимости от интрузии брокенского гранита; свинцовый же блеск проникает даже в цехштейн. Добыча выражалась в 1918 г. 40 859 *т* цинковой руды, 4 158 *т* свинцовой руды, 1 236 *т* медной руды. В 1924 г. здесь были добыты вместе с добычей в Раммельсберге 7 000 *т* цинка и 15 000 *т* свинца.

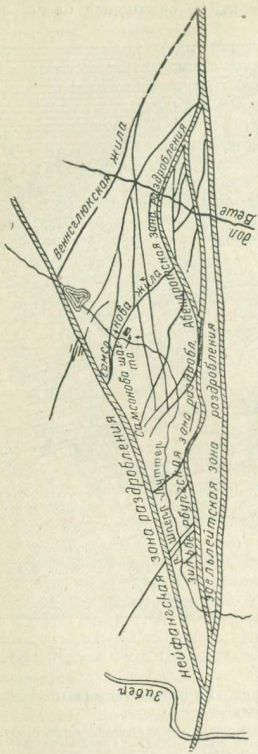


Рис. 135. Карта Андреасбергского рудного района (по Бэкк, Рудные месторождения).

Ст. - Андреасбергский округ (VII, 61, 62). Продуктивный район состоит из треугольного открытого к востоку участка между двумя остро сходящимися к западу зонами раздробления (нейфантской и эдельлейтской). В пределах этого участка выходят нижний девон и некоторая часть виссенбахских сланцев; окрестности сложены кульмом. В этой местности на севере выступают лишь железорудные жилы, а на юге лишь тяжело-шпатово-медноруд ные жилы. Краевые зоны раздробления повидимому моложе, чем жилы. Жилы простираются с СЗ на ЮВ и с В на З и резко отграничены от вмещающей породы.

Жильная порода состоит из кальцита; в импрегнациях и зернах встречается очень богатый серебром галенит, затем кварц, цинковая обманка, самородный мышьяк, прустит,[1] сурьмяное серебро, дискразит,[2] мышьяковое серебро, самородное серебро и т. д. Вторая генерация в друзах характеризуется прежде всего многочисленными цеолитами и флюоритом.

Богатство серебром и многочисленные цеолиты отличают этот округ от Клаустальского района, а в остальном имеется большое

[1] *Прим. ред.* Мышьяково-серебряная обманка — прустит, Ag_2AsS_3.
[2] *Прим. ред.* Формула Ag_2Sb — сурьмяное серебро.

сходство между ними. Разница эта оценивалась весьма различно.

Лоссен предполагал большую близость к брокенскому граниту; Клокман думал о влиянии смежных диабазов; Боде считал, что известьсодержащие вмещающие породы действовали облагораживающим образом. Вернер выдвинул представление о том, что после первичного возникновения в связи с гранитной интрузией в более позднее соответствующее красноцветным отложениям время произошло превращение, приведшее при содействии просачивающихся соляных растворов к обогащению серебром. Круш привлекает внимание к тому, что клаустальские руды по мере приближения к Андреасбергскому округу становятся все более схожими с рудами этого последнего. Область Андреасберга, по его мнению, опустилась позже, уровень грунтовых вод поднялся, так что богатая серебром зона цементации ныне оказалась глубжележащей. Поэтому здесь суть заключается во вторичных разницах глубин.

В настоящее время Ст.-Андреасбергский округ дает лишь немногие тонны богатой серебром руды. Расцвет его был в XVI веке.

Нёйдорфская жильная полоса (XII, 44). В нёйдорфской жильной зоне верхне-гарцские жильные трещины переходят в нижний Гарц. Она прослеживается в ЗСЗ—ВЮВ направлении на 15 *км* и следует по границе силурийских сланцев с таннской граувакой. Таким образом она соответствует значительной надвиговой зоне, которая в противоположность жильным полосам верхнего Гарца падает на север. Жильный комплекс состоит из ряда параллельных и скученных прожилков, по большей части соответствующих более мелким сдвигам.

Руда — по преимуществу серебросодержащий свинцовый блеск, рядом с ним серебросодержащий халькопирит и цинковая обманка. Встречается немного вольфрамита и некоторые редкие руды. Интересно, что случайно попадается кое-где и оловянный камень. Жильная порода состоит из кварца, кальцита, железного шпата и флюорита; барит здесь совершенно отсутствует. Жилы мощностью в 6—10 *м*. Порядок выделения минералов, согласно наиболее давним наблюдениям, был таков:

1. Кварц, серный колчедан, магнитный колчедан.
2. Флюорит, сфалерит, железный шпат.
3. Галенит, бурнонит, блеклая руда, пористая руда, антимонит, халькопирит, вольфрамит, шеелит.
4. Кальцит и бурый шпат.

Заполнение жил без сомнения началось в связи с внедрением рамбергского гранита. Плавиково-шпатовая генерация могла возникнуть еще пневматолитически, галенитовая генерация отложилась позднее из растворов, вытеснив более древние составные части.

Разработки ныне заброшены.

Здесь следует еще упомянуть, что в южном Гарце флюорит добывается и в бо́льших количествах (Роттлебероде). Добыча 1925 г. — 24 000 *т*.

Из прочих рудных месторождений в Гарце следует еще назвать *жилы сурьмяного блеска* у Вольфсдорфа в видских слоях; они кроме того содержат пористую руду и цинкенит[1] в одной весьма разнообразной по составу жильной породе, в которой наряду с кальцитом встречаются тяжелый шпат, флюорит и стронцианит с гипсом.

Кобальтовые руды (герсдорфит)[2] встречаются вместе с серным колчеданом в кварцевых и кальцитовых жилах в нижне-девонском спириферовом песчанике (у Гослара). Практического значения месторождения не имеют.

Замечательно, что хотя гарцские жилы и находятся вблизи гранитных массивов, однако в них почти совсем отсутствуют близкие к магмам руды, вроде олова и т. п.; сообщество иное, нежели например в Саксонии и Корнуоле, и указывает на средние глубины. Берг (*XII, 46*) думает, что руды быть может принадлежат не брокенским гранитам, а какому-либо более молодому массиву, скрытому в глубине.

ЛИТЕРАТУРА

1. Beushausen, L. Über ein neuentdecktes Vorkommen von typischer Kohlenkalkfauna im Harz. Z. D. G. G. 53, 1901.
2. Beyschlag, F. Die Steinkohlenbildung in Gebiet der mittl. Saale bei Halle. Там же, 1921.
3. Beyschlag, F. und Fritsch, K. v. Das jüngere Steinkohlengebirge und das Rotliegende in der Provinz Sachsen und den angrenzenden Gebieten. Abh. pr. geol. L. 10, 1899.
4. Beyschlag, F. und Schriel, W. Beitrag zur Kenntnis der Steinkohlebildungen im Saale-Gebiet bei Halle. J. pr. geol. L. 1921, 42 Bl.
5. Bode, A. Über das Hercyn und das rheinische Unterdevon des Harzes. Там же, 1913.
6. Cloos, H. Das Batholithenproblem. Fortschr. d. Geol. und Pal. № 1, 1923.
7. Dahlgrün, Fr., Erdmannsdörfer, O. und Schriel, W. Geolog. Führer durch den Harz, I und II, Berlin, 1925.
8. Dahlgrün, Fr., Über Graptolithen führende Schichten im Unterharz. Z. D. G. G. Mon. 74, 1922.
9. — Stratigraphische und tektonische Fragen im Selkegebiet des Harzes. J. pr. geol. L., 1924.
10. — Analogien und Unterschiede im geol. Bau des Ober- und Unterharzes. Z. D. G. G. Abh. 79, 1927.
11. Dahmer, G. Studien über die Fauna des Oberharzer Kahlebergsandsteines. J. pr. geol. L. 1916 и 1919.
12. Dathe. Das kryst. Grundgebirge am Nordrand des Kyffhäusers. Erläut. zu Bl. Kelbra 1 : 25 000, Lief. 9.
13. Denckmann, A. und Siegert, L. Begehungen zur Aufklärung der Stratigraphie des Unterharzes. J. pr. geol. L. 1918.

[1] *Прим. ред.* Свинцово-сурьмяный блеск $PbS \cdot Sb_2S_3$.

[2] *Прим. ред.* Мышьяково-никелевый блеск, очень редкий минерал NiAsS.

14. Erdmannsdörfer, O. Über ein Quarzglimmergestein als Randfazies des Ramberggranites. Там же, 1911.
15. — Über Gesteine des Bodeganges im Harz. Z. D. G. G. 1924.
16. — Über Bau und Bildungsweise des Brockenmassivs. J. pr. geol. L. 1905.
17. — Das Eckergneis im Harz. Там же, 1909.
18. — Die Einschlüsse im Brockengebiet. Там же, 1911.
19. Fliegel, G. Geschichtl. Überblick über die geol. Erforschung des Harzes. Z. D. G. G. Mon. 79, 8/10, 1927.
20. Gothan, W. Die Stellung der Grillenberger Schichten im Karbonprofil. Там же, Mon. 79, 8/10, 1927.
21. Hornung. Die Regionalmetamorphose im Harz. Stuttgart, 1902.
22. Hüffner, E. Beiträge zur Kenntnis des deutschen Kulms. J. pr. geol. L., 1914.
23. Kayser, E. Die Fauna des Hauptquarzits. Abh. pr. geol. L. № 1, 1889.
24. Koch, M. Überblick über die neueren Ergebnisse der geol. Forschung im Unterharz. Z. D. G. G., 1897.
25. — Die Umdeutung der geol. Verhältnisse im Unterharz. Там же, 1898.
26. — Beitr. zur geol. Kenntnis des Harzes. J. pr. geol. L. 1899.
27. Kossmat, Fr. Ein Problem der Harztektonik. Centr. f. Min. 1927.
28. — Zur Frage des Deckenbaues im Harz. Z. D. G. G. 80, 1928.
29. Kühne, F. Die paläogeographische Entwicklung der Saar — Saale-Senke. J. pr. geol. L. 48, 1922.
30. Lehmann, H. Die Gesteinsklüfte des östlichen Harzvorlandes. Geol. Archiv № 1, 1923.
31. Linstow, O. v. Anstehendes Silur in der Mark Brandenburg und in der Provinz Sachsen. Centr. f. Min. 1907.
32. Lüdecke. Die kataklastischen Gesteine des Kyffhäusers. N. J. 1903.
33. Mügge. Ottrelith- und Karpolithschiefer aus dem Harz. Там же, 1918.
34. Oberste-Brink. Die geologischen Verhältnisse des Steinkohlenbergwerks Plötz bei Löbejün und seiner näheren Umgebung. J. Hall. Verb. III, 3, 1922.
35. Potonié, H. Die Silur- und Culmflora des Harzes und des Magdeburgischen. Abh. pr. geol. L. 36, 1901.
36. Scharf. Beitrag zur Geologie des Steinkohlengebietes im Südharz. J. d. Hall. Verb. 1924.
37. Scupin. Geol. Führer durch die Umgegend von Halle a. d. Saale. Berlin, 1913.
38. Schriel, W. Alte und junge Tektonik am Kyffhäuser und Südharz. Abh. pr. geol. L. 93, 1922.
39. — Das Rotliegende von Meisdorf—Opperode. J. pr. geol. L. 42, 1921.
40. — Transgressionen und Diskordanzen im Altpaläozoikum des südl. Mittelharzes. Там же, 1924.
41. Schulze, E. Repertorium der geol. Literatur über das Harzgebirge. Pr. geol. Landesanstalt. Berlin, 1912.

42. Sterzel. Die Flora des Rotliegenden von Ilfeld am Harz. Centr. f. Min. 1901.
43. Weigelt, J. Gliederung und Faunenverteilung im Culm des Oberharzes. J. pr. geol. L. 37.
44. — Die mitteldeutschen Steinkohlenablagerungen. J. d. Hall. Verb. Halle II, 1920.
45. —Das Steinkohlenvorkommen von Ilfeld am Südharz. Там же, III, 3, 1922.
46. Weiss. Die Steinkohle führenden Schichten bei Ballenstedt am Harz. J. pr. geol. L. 1881.
47. Woltersdorff, W. Das Unterkarbon von Magdeburg — Neustadt und seine Fauna. J. pr. geol. L. XIX, 1899.
48. Wüst, E. Studien über Diskordanzen im östlichen Harzvorland. Centr. f. Min. usw. 1907.

Карты

49. Lossen, K. Geogn. Übersichtskarte des Harzgebirges. Berlin, 1881.
50. Geol. Spezialkarten 1 : 25 000 (частично в 2-х изданиях). Pr. geol. Landesanstalt, Berlin.
51. Bl. Halle Nord. geol. Spezialkarte von Preußen, 1922, 1 : 100 000.

Месторождения

52. Baumgärtel, E. Oberharzer Gangbilder. Leipzig, 1907.
53. Behme, F. Der Rammelsberg bei Goslar. Hannover, 1927.
54. Blömke, C. Die Erzlagerstätten des Harzes, 1885.
55. Erdmannsdörfer, O. Über Alter und Entstehung der Harzer Erzgänge. Zeitschr. f. Metall u. Erz., 19, 1922.
56. Frebold, G. Über die Bildung der Alaunschiefer und die Entstehung der Kieslagerstätten Meggen und Rammelsberg. Beitr. z. prakt. Geol. u. Bergwirtschaftslehre, Halle, 13, 1927.
57. — Wandlungen in den Anschauungen über die Entstehung der Rammelsberger Erzlager. Z. D. G. G. Mon. 79, 1927.
58. Harbort. Zur Frage nach der Entstehung gewisser devonischer Roteisensteinlager. N. J. 1903.
59. Stahl, A. Die Gänge des Oberharzes und ihre Beziehungen zur Tektonik des Ganggebietes. Arch. f. Lager. 27, 1910.
60. — Die Gänge des Ostharzes. Z. f. pr. Geol. 1918.
61. Werner. Ursprung, Alter und Entstehung der Mineralien in den Silbererzgängen vom St. Andreasberg i. H. Ber. Nieders. geol. Ver. 8, 1915.
62. — Die Silbererzgänge von St. Andreasberg. Z. f. pr. Geol. 1910.

Главы VIII—X

БОГЕМСКИЙ МАССИВ

Богемский массив в широком смысле образует большой четыреугольник, к которому в северо-западном углу шпорообразно присочленен горст Тюрингенского леса. Современным очерта-

нием своим массив обязан мезозойско-третичной тектонике, причем однако границы неравнозначны: на юго-западе и на северо-востоке массив обрывается по системе разломов северо-западного простирания у мезозойской платформы Франконии — Силезии; на юго-востоке он постепенно исчезает под третичными предгорьями Карпат; на севере он как будто бы тоже постепенно падает под цехштейно-триасовый покров северной Германии. Только Тюрингенский лес ограничен разломами с обеих сторон.

Если однако современная форма краев и молода, то поднятие всего массива чрезвычайно древнее, ибо уже со времен карбона он ни разу не был покрыт морем весь целиком. И там, где позднее имела место седиментация, она явно связана с древними пограничными зонами. Чтобы убедиться в этом, следует сперва выяснить древнее расчленение глыбы в крупных чертах, каковое и будет подробно изложено в дальнейшем описании.

Одного взгляда на карту достаточно, чтобы увидеть, что Богемский массив в широком смысле состоит из двух компонентов, которые имеют существенно-различное тектоническое значение.

1. Собственно ядро массива (см. гл. VIII), к которому причисляются следующие элементы: Богемский лес, Баварский лес, плато Шумава, средняя Богемия, богемско-моравская холмистая страна, Австрийский лесной район или лесистая четверть (Вальдфиртель), древнепалеозойские горы Праги (Баррандовы горы), Железные горы.

2. Внешний горный венец, в котором мы будем различать следующие главные элементы: a) (см. гл. IX A) восточный край — восточные Судеты в широком смысле (моравская зона с массивом Брно, высокая впадина, Силезская равнина, частью Драганское плато, низкая впадина, Верхне-силезский каменноугольный бассейн), b) (гл. IX B) северо-восточный край — западные Судеты в широком смысле [Лаузиц, Исполиновы горы, Бобер-Кацбахские горы, внутренне-судетская мульда, Совиные горы (Эйленгебирге), Орлиные горы (Адлергебирге), Глатцские горы и Шнеегебирге (Лысые и Снежные горы)], c) (гл. X A) северо-западный край — Саксонско-тюрингенская глыба [Рудные горы, Гранулитовые горы, купол Стрела, Пихтовые горы (Фихтельгебирге), Мюнхбергский массив, восточная Тюрингия)], d) (см. гл. X B) северо-западный край — внешняя зона, Тюрингенский лес.

Последняя связана с Богемским массивом весьма непрочным звеном-отрогом — Тюрингенским лесом, но это создает гармонический переход к однозначным элементам западной Германии.

История и тектоника обеих этих областей в корне различны, и молодые осадочные впадины связаны с их границами. Так между Рудными горами и Пражской силурийской областью находится большое, идущее с СВ на ЮЗ понижение северной Богемии, соответствующее поздне-карбоновой внутренней впадине, в которую позднее влилось меловое море, и где в третичное время развивались прорванные изверженными породами бассейны Эгера, Фалькенау и Комотау-Теплиц. На северо-востоке и на востоке между яд-

ром (центральной частью) и системою Исполиновых гор — Судет расположено восточно-богемское понижение, древняя впадина времен красноцветных отложений, в которую позже также ингредировало меловое море. Две следующие внутренние области осаждения лежат внутри внешнего венца (бассейн Рудных гор, внутренне-судетская мульда); и здесь также более поздняя седиментация происходила частью в пермо-карбоновое время (Рудные горы), частью в раннем триасе и в верхнем мелу (внутренне-судетская мульда).

Из дальнейшего выяснится, что и эти внутренние впадины совпадают с важнейшими пограничными линиями.

Глава восьмая

БОГЕМСКОЕ ЦЕНТРАЛЬНОЕ ЯДРО

Вернемся теперь к внутреннему центральному ядру Богемского массива и попробуем показать его подразделение. Тут легко обособить две отдельные единицы.

А. На западе и на юге лежит сильно метаморфизованная гнейсовая область, которую вместе с Францем Э. Зюссом можно называть молдаво-дунайской или молданубской зоной. В целом она образует открытую к северу дугу, к западной стороне которой принадлежат верхний Пфальц, Богемский и Баварский лес; центр лежит в средней Богемии (Шумава), а восточная сторона идет от Австрийского лесистого района до Саарских гор в северной Моравии. В эту дугу как бы вписаны два гранитных венца, из коих внешний проходит внутри самой молданубской глыбы, а внутренний, отдаляясь от границы, сопровождает северную зону ядра.

В. Северная зона охватывает неметаморфизованную область альгонкских и древне-палеозойских пород между Богемским лесом и Прагой, с простирающейся с СВ на ЮЗ альгонкской и последевонской тектоникой, которая в основном отклоняется от более интенсивных передвижений и метаморфизма молданубской зоны; как продолжение ее дальше на востоке можно рассматривать часть Железных гор. Этот альгонкско-палеозойский комплекс также отклоняется стратиграфически и тектонически от внешних краевых гор Богемского массива и никоим образом не может быть к ним причислен. Со своей относительно слабой варисской тектоникой и мощными осадками он занимает особое положение среди карбоновых гор, которое оправдывает причисление его к внутреннему ядру; главные движения его вероятно тоже были доварисскими. В Богемии поэтому употребляется для него обобщающее понятие «баррандова палеозоя» (по имени Барранда, которому мы обязаны основными стратиграфическими трудами по этому вопросу), каковым термином мы и будем пользоваться впредь.

1. ВОСТОЧНОЕ КРЫЛО

а) Австрийский лесистый район

Область эта относится, благодаря классическим исследованиям Бекке *(VIII, 10)* и новейшим работам венских геологов (Ф. Э. Зюсса, Гиммельбауэра, Кёльбля, Вальдмана и др.), к наилучше изученным частям Молданубской глыбы, и потому при всяком рассмотрении этой области следует исходить из полученных ими данных.

Очертание ее на западе ограничено восточным крылом южно-богемского гранита, на востоке — Моравским пограничным районом; на юге породы погружаются под третичные отложения Венского бассейна, на север идет непрерывное продолжение в менее изученную Средне-богемскую область между Иглавой и Требичем.

Древнейшими породами следует считать парагнейсовую свиту, которая отличается неспокойной структурой и своего рода переслаивающейся сменой материала, что и обличает ее осадочное происхождение.

Главную составную часть представляют «слоистые гнейсы», т. е. биотитовые гнейсы с изменчивым, но по большей части значительным содержанием биотита, с обратно зональным плагиоклазом[1], гранатом, силлиманитом и кварцем; кварц обогащается иногда до того, что порода переходит в кварциты, которые бывают то светлоокрашенными, то черными, и в последнем случае связаны с прослоями графита. Богатые графитом гнейсы образуют по краю южно-богемского гранитного штока непрерывную зону северо-южного простирания, которая прослеживается до Иглавы, а быть может и до Железных гор. Среди «слоистых гнейсов» порой находятся пласты слюдистых сланцев (богатых гранатом и мусковитом); их значение еще не твердо установлено. Бекке видит в них первичные различия седиментации (с одной стороны аркозы, с другой — глины), тогда как Зюсс рассматривает слюдистые сланцы по большей части как вторичные диафторизированные породы.[2] В слоистых гнейсах имеются, кроме кварцитов, пластообразные залежи мраморов и амфиболитов. Следует подчеркнуть, что смена материала и слоистость идут параллельно. По Вальдману, более древняя свита подвергалась сильным движениям (ультра-глубокие милониты), прежде чем окончательно внедрилась интрузия древнейших основных изверженных пород (широксеновых амфиболитов) *(VIII, 25, 26)*.

Между изверженными породами можно различать основные и кислые группы, которые частично находятся в закономерной свя-

[1] *Прим. ред.* Т. е. плагиоклазом, зональность которого идет от центра кристалла к периферии, но не в смысле увеличивающейся кислотности отдельных зон, а в смысле увеличения их основности.

[2] *Прим. ред.* Диафторезом называют процесс перехода глубоко-метаморфизованных образований в менее метаморфизованные, при переходе соответственных толщ из глубин в более верхние части земной коры, при движениях последней.

зи друг с другом. Так пироповo-оливиновые породы (серпентиниты) и диаллаговые амфиболиты по большей части оказываются связанными с гранулитами, бронзито-оливиновыми породами, а полосатые амфиболиты — с гфёльским гнейсом. Некоторой независимостью отличается иначе построенная группа габброидных амфиболитов.

Среди кислых изверженных пород различаются наряду с более подчиненными ортогнейсами (содержание кварца 15%) прежде всего два главных типа: *гранулит* (кварца до 39%) и *гфёльский гнейс* (кварца до 32 %). Обе породы с заметным преобладанием калия; среди полевых шпатов — по преимуществу микроклин-микропертит. В остальном обе породы очень резко разнятся, и никаких переходов между собой не дают.

Гранулит равномерно-слоист, содержит немного биотита (в лучшем случае в виде мелкочешуйчатых агрегатов) и напротив много граната и зачастую — дистен. Характерна его бедность водой (0,45—0,57%). Ассоциация с пироповым серпентинитом и диаллаговым амфиболитом весьма важна. Гранулиты более или менее согласно включены в парагнейсы в виде плоских линз. Случается, что по границе происходит образование смешанных (промежуточных) пород, при котором в гранулите появляются богатые биотитом части, представляющие прямой переход к нормальным слоистым гнейсам. Все же инъекционное и смешанное породообразование в гранулите существенно слабее, нежели в более позднем гфёльском гнейсе. Генезис гранулитов еще совершенно не выяснен, затруднение прежде всего заключается при объяснении бедности водой и в неясности их ассоциации с основными породами. Различные объяснения идут по следующим направлениям:

Лимброк и Кёлер видят в гранулите гибридную породу, возникшую от смешения гранитовой магмы с парагнейсами (*VIII, 18, 19*).

Бекке думает о глубинной дифференциации в условиях катазоны, причем гранулиты представляют собой кислый эквивалент пироповых серпентинитов (эклогитов).

Ф. Э. Зюсс скорее считает, что гранулиты суть древние излившиеся породы (порфиры), которые лишь позже в условиях нижней ступени глубины обратились в гранулиты *(VIII, 5)*. [1]

Можно смело сказать, что ни одно из объяснений вполне не соответствует наблюдаемым фактам.

Много проще значение и характер гфёльского гнейса, который отличается более крупным зерном, меньшей равномерностью слоистости и большим содержанием воды (1,15—1,19%). Биотит попадается чаще, гранат редок, дистен почти не встречается. Гфёльский гнейс образует обширные массы и дает переходы к нормальным ортогнейсам. Можно насчитать бесчисленное множество

[1] В саксонских Гранулитовых горах почти такая же порода Шёйманом рассматривается как варисская, тогда как основные члены считаются довариссскими; Шёйман признает, что последние действовали как катализатор на внедряющуюся гранулитовую магму и таким образом привели ее к обеднению водой (*X, 42*).

принадлежащих сюда аплитов и пегматитов. Эта жидкая (флюидная) богатая минерализаторами магма на большое расстояние вокруг инъецировала окружающие парагнейсы и повела к образованию смешанных пород (зейберского гнейса). Залегание на юге таково, что в общем дает в крупных чертах мульдовидную структуру, причем главное простирание повидимому направлено с севера на юг. В центре мульды лежит большая масса гфёльского гнейса, а также наиболее крупные гранулитовые линзы, из-под ко-

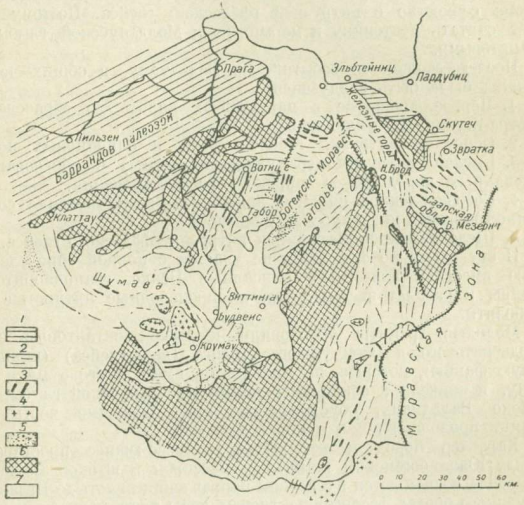


Рис. 136. Карта внутренней Богемии.

1—палеозой и альгонкий; 2—гнейс с указанием простирания; 3—графит; 4—гранулит; 5—слюдисто-сланцевые зоны; 6—гранит и производные его; 7—послекарбоновый покров.

торых на востоке и на западе выступают парагнейсовые свиты. К северу от долины Кампа большая ортогнейсовая масса Большого Зигхарта образует новый более западный элемент тектоники. Третий большой ортогнейсовый массив граничит далее на северо-востоке непосредственно с моравским надвигом между куполами Тайя и Шварцава (см. гл. IX, А). В частностях тектоника без сомнения значительно сложнее. Прежде всего западный край Центрального гфёльского массива представляется более сильно выгнутым, и парагнейсы здесь более сложно складчаты, причем к востоку дело

доходит даже до образования опрокинутых складок. Части гфёльского гнейса также захвачены складчатостью, но местами резко отличаются несогласием своей слоистости от нижних свит. Вальдман указывает, что измененные осадочные породы обладают во всяком случае сложной чешуйчатой тектоникой и не представляют простой стратиграфической свиты.

Кристаллизация длилась дольше всех этих тектонических событий, и следовательно метаморфизм — явление послетектоническое. Еще Бекке указывал на вероятность окончания метаморфизма совместно с интрузией гфёльского гнейса. Поэтому следует считать тектонику и метаморфизм Молданубской глыбы догранитовыми.

Последовательность событий, по Вальдману, в общих чертах должна была быть следующей:

1. Первое движение в парагнейсах вплоть до образования ультра-глубинных милонитов.
2. Основная интрузия габбро-норитов и оливиновых пород.
3. Кислая интрузия (гранулитовой магмы) с образованием смешанных пород менее широкого распространения.
4. Возобновленное сильное движение — возникновение современной картины молданубских движений.
5. Щелочная инфильтрация и интрузия гфёльского гнейса.

В эту схему по сие время не удается с полной определенностью вместить известные, описанные Бекке, гранодиоритовые гнейсы и рассматриваемые как их производные пятнистые амфиболиты.

Молодые граниты обусловили краевые контактовые зоны кордьеритового и «жемчужного» гнейса (перл-гнейса) (кинцититовую фацию), которые, по Вальдману, имеют всего 5 *км* в ширину, и привели к обширному изгибу Молданубской глыбы. Согласно Вальдману, обусловленные этим основные черты тектоники продолжаются и в моравскую зону.

Характер пород и региональное северо-южное простирание между Южно-богемским гранитным массивом и штоком Большого Мезерича сохраняются в северном направлении вплоть до Иглавы — Немецкого брода; графитовые гнейсы тоже тянутся на всем этом протяжении. Затем картина меняется: на западе простирание изгибается к северо-западу и имеет дугообразную связь с несколько отличными гнейсами Богемско-моравской холмистой страны и Железных гор (рис. 136). На востоке гнейсы переходят повидимому в верхнюю свиту Саарской области (Звратка).

b) Восточная пограничная слюдисто-сланцевая зона и звратская антиклиналь

Работами Ф. Э. Зюсса *(VIII, 5* и *XII, 40)* и более поздними работами Кёльбля обнаружено было, что породы катазоны Лесистого района к востоку переходят в слюдистые сланцы, которые в виде непрерывной полосы прослеживаются от Шёнберга на Кампе до Своянова в Богемии. Связь с залежами известняков,

серпентинитов и амфиболитов показывает, что здесь дело касается тех же самых свит, которые однако, судя по данным Зюсса, превращены были здесь в породы мезозоны. Наиболее сильные изменения претерпели парагнейсы, которые являются в фации грубочешуйчатых богатых мусковитом слюдистых сланцев с крупными лепидобластическими гранатами и дистенами. Ортогнейсам свойственно относительно менее глубокое превращение в красные двуслюдистые гнейсы. Ныне считается принятым, что здесь перед нами весьма обширная зона движений, глубокодиафторическое превращение гнейсов в породы меньшей глубинной ступени; подчинение этого лепидобластического превращения [1] процессу надвига Молданубской глыбы на Моравскую область на востоке по меньшей мере вероятно. Примыкающая сюда проблема значения лежащих на востоке под слюдяными сланцами филлитов и мало метаморфизованных пород моравских куполов будет обсуждаться ниже (см. тл. IX, A и рис. 151 и 152).

Следуя Зюссу, нужно особенно отметить, что тектоника этой слюдисто-сланцевой полосы в корне отлична от тектоники Молданубской глыбы. Вместо менее правильных досимоидальных искривлений и структуры, приближающейся к образованию куполов, имеющихся в основании (фундаменте), здесь господствует однородное ССВ простирание с далеко протягивающимися зонами пород.

На севере краевая слюдисто-сланцевая зона вскоре прерывается молодым сиенито-гранитовым массивом Большого Мезерича (см. рис. 136). Далее к северу она вновь представляет собой как бы кайму шварцавского купола, но к западу находится в связи не с типичными гнейсами Лесистого района, а с особым эвратским куполом (Саарская область), который в некотором отношении занимает переходное положение. Простирание отгибается к северо-западу, но потом заворачивает к северу, так что получается картина замкнутого купола. Центральную часть или ядро образуют красные грубослоистые двуслюдистые гнейсы с крупными ортоклазами, выше следуют слюдистые сланцы с согласно залегающими ортогнейсами и амфиболитами, наконец всего выше лежат серые биотитовые гнейсы с основными сопровождающими породами. Как подчеркивает Ф. Э. Зюсс (*VIII*, 5) верхи и здесь снова образованы породами больших глубин, но диафторез слабее. На севере эта область граничит с обширной зоной нарушений близ граувакк южных Железных гор. Если эти граувакки, как далее будет еще показано, представляют собой палеозой моравской фации, то не устранена возможность, что эвратская антиклиналь надвинулась на них и следовательно и в этом отношении она является сильно расширенным эквивалентом краевой слюдисто-сланцевой зоны. В парасвитах этой области характерно опять-таки сообщество гнейсовидных слюдистых сланцев с известняками, графи-

[1] Во всяком случае представляющего не просто деструктивный, но, как подчеркивает Зюсс, конструктивный метаморфизм.

том и амфиболитом. На востоке она залегает на моравском шварцавском куполе, и схожие породы выходят еще далеко на северо-востоке по краю Молданубской глыбы (см. IX А).

2. ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧАСТЬ

(Шумава и Богемско-моравская холмистая страна)

Рассматриваемая здесь область лежит между обоими большими гранитными массивами Богемии. На западе ее отроги и слюдисто-сланцевая полоса Кынских (Кинийских) гор образуют не слишком резкую границу с западным крылом, на северо-востоке повидимому находится дугообразный поворот в сторону — в пределы вышеописанной свиты Лесистого района и Немецкого брода.

Обширные третичные впадины Будвейса и Виттингау делят область на поверхности на две части, причем на юго-западе различима большая открытая к северу дуга, тогда как на северо-востоке структура в частностях пожалуй более сложная, а в целом представляет открытую к югу дугу с тенденцией к огибанию северного отрога (ветви) южно-богемского гранита у Гумпольца и Немецкого брода (см. рис. 136).

Юго-западная часть (Шумава) имеет некоторые аналогии с типично молданубским комплексом Лесистого района. Господствуют слоистые и чешуйчатые парагнейсы с отличающими их многочисленными согласными прослоями известняков, графитовых гнейсов и амфиболитов. В особенности в районе Крумавы графиты раздуваются в вытянутые линзы в несколько метров мощностью, по большей части связанные с мраморами и уже выработанные (см. описание месторождений). Дальше на север распространены очень богатые кварцем гнейсы с некоторым содержанием золота (Берггрейхенштейн). Характерно обилие гранатов в некоторых гнейсах.

К центральному видимо более высокому горизонту этой области относятся гранулиты, которые прежде всего выходят в трех массивах (Крумава, Прахатиц, Христиансберг). Гранулиты и здесь находятся в связи с амфиболитами и серпентинитами и лежат согласно по отношению к гнейсу. Они образуют частью пластовые жилы, частью же имеют ясное синклинальное залегание (рис. 137).

Тектонически дугообразное расположение с загибом у большого южного молдавского колена весьма значительно. При этом вообще гнейсовые комплексы падают под средне-богемский гранит и залегают на южно-богемском граните. В частности в богатой гранулитом центральной части мы имеем нечто вроде (крупной) куполовидной структуры (ср. с разрезами на рис. 137). Важно, что по внешнему краю на западе и на юге в низах гнейсов появляются слюдистые сланцы, т. е. породы меньшей глубины. На западе — это слюдистые сланцы Кынских гор, подстилающие шумавские гнейсы и с своей стороны залегающие на катагнейсах Баварского леса. На юге падающие к северу слюдистые сланцы

Каплицы отделяют шумавский гнейс от южно-богемского гранита. [1]

Северо-восточная часть (Богемско-моравская холмистая страна) отличается тем, что здесь местами с молданубским комплексом переслаиваются несколько менее метаморфизованные породы, причем они дают к нему постепенные переходы.

Еще в пологом хребте между будвейской и виттингауской впадинами в мелкозернистых биотитовых гнейсах кое-где прослаиваются грубоволокнистые мусковитсодержащие породы. Восточнее Виттингау напротив преобладают однородные биотитовые гнейсы с ортогнейсами гфёльского типа.

В то время как на юге картина еще цельная и тектонически также выдерживается единство ССВ простирания с западным падением (под средне-богемский гранит), [2] севернее петрографическое и тектоническое разнообразие становится значительно резче.

Здесь можно, по Зеленке (*VIII*, 27), выделить три друг от друга независимые комплекса (см. рис. 136). На западе между Табором



Рис. 137. Разрезы через гранулиты Христиансберга, Прахатица и Плянского леса (внизу). По Гохштеттеру.

Gr—гранит; *Gn*—гнейс; *Grlt*—гранулит; *a*—амфиболит; *Sp*—серпентинит; *K*—известняк.

и Вотичами залегают контактово-метаморфические породы, принадлежащие к кровле средне-богемского гранита; надо думать, они представляют собой метаморфический альгонкий или древний палеозой; они простираются главным образом с севера на юг.

Далее к востоку следует вотичская свита, состоящая из биотитовых парагнейсов с включениями ортогнейсов, известняковых слоев и амфиболитов, к югу и востоку характеризующаяся признаками ослабевающего метаморфизма, в особенности региональным образованием светлой слюды. В районе Черновиц — Пачов — горы Ратиборски это превращение идет вплоть до образования настоящих слюдяных сланцев. Структура при этом кристаллобластическая, частью катакластическая. Простирание преимущественно

[1] Непосредственно у гранита выходит, хотя лишь местами, полоса подлинного катагнейса (Высока), который, по Зеленке, отделен от слюдистых сланцев крайне милонитизированными породами

[2] В местности Тын и Влотава Зеленка различает более глубокую свиту сильно метаморфизованных кордьеритовых гнейсов и выше несколько менее измененных слоистых гнейсов. Они лежат несогласно друг с другом, а по границе имеются пластовые интрузии более молодых гнейсо-гранитов.

восток-западное, со слабой выпуклостью к северу; падение постоянно северное, по Зеленке, обусловленное изоклинальным складкообразованием.

Еще далее к востоку вновь следуют однородные биотитовые гнейсы более глубинного характера, каковые отличаются увеличивающимся по направлению к граниту содержанием кордьерита. Они залегают несогласно по отношению к вотической свите и простираются на северо-восток до севера при западном падении. Несогласие особенно резко в районе Младой Возицы (Юнг-Возиц), где простирающийся с востока на запад комплекс непосредственно выступает рядом с простирающимися с севера на юг катагнейсами и отделен от них лишь узкой полосой слюдистых сланцев, которые лежат на простирании западной свиты и повидимому произошли в результате ее деформации. По Зеленке, здесь произошел надвиг, причем восточные катагнейсы в настоящее время образуют висячее крыло. Наряду с этим он однако считает, что три описанные свиты, никогда не связанные друг с другом переходами, залегают в первичном несогласии, а потому и возраст их различный; *одна часть гнейсов, судя по этому, несомненный архей.*

Невольно напрашивается представление о том, что слюдисто-сланцевая зона являет собой продолжение вышеназванных слюдистых сланцев по ту сторону виттингауской впадины, и что она тянется далее в виде раздавленной зоны, которую Гинтерлехнер *(VIII, 15)* протягивает отсюда к СОВ до края Молданубской глыбы у Колина. Как позднее будет показано, в этой же зоне расположена пермская борозда накопления осадков.

На севере взаимоотношения схожие. Повсюду господствуют породы небольшой глубины: серые «гнейсофиллиты», мелкозернистые богатые слюдой парагнейсы с амфиболитами и красные двуслюдистые гнейсы с очковыми гнейсами и грубочешуйчатыми разностями. Сильная вытянутость и послекристаллическое изменение выражены резко и образуют противоположность типичным южным молданубским породам. К востоку у Гумпольца однако вновь выступают на первый план графитовые и кордьеритсодержащие гнейсы, тогда как в Железных горах преобладают биотито-амфиболовые и красные двуслюдистые гнейсы.

Простирание весьма изменчиво (см. рис. 136): на западе оно, как у Вотиче — с запада на восток с выгибом к северу, восточнее оно выгибается к юго-востоку (Железные горы) и к югу (Немецкий брод) и таким образом как бы примыкает к вышеописанному восточному крылу. Гинтерлехнер видит в этом ситмоидальный изгиб, который должен соприкасаться с звратской антиклиналью (см. выше) в виде второго обратного ситмоида.

Только что описанные отношения в Вотиче с их рядом залегающими различно ориентированными и различно простирающимися комплексами заставляют быть осторожными; более точные исследования вместо сигмоидальных переходов могут обнаружить непосредственное налегание и прилегание ограниченных нарушениями комплексов, тем более, что в Железных горах гнейсы резко отделены от альгонкских и древне-палеозойских

отложений. Зеленка в недавнее время нашел различия между более древним изоклинальным складкообразованием и более молодым сигмоидальным изгибанием (S-образная складчатость); последнее связано с милонитовыми зонами и синтектоническими гнейсо-гранитовыми интрузиями и может оказаться даже варисским.

3. ЗАПАДНОЕ КРЫЛО

(Баварский лес, Богемский лес, Верхний Пфальц)

Северо-восточное простирание, перешедшее у колена Молдавы в комплексе Шумавы, выдерживается в Пассауском и Баварском лесах по обе стороны больших гранитных массивов; при этом падение совершенно определенно направлено к северо-востоку, так что этот гнейсовый комплекс уходит под Шумаву и под слюдистые сланцы ее западного края (Кынские горы). Здесь снова речь идет о типично молданубском комплексе биотитово-кордьеритовых гнейсов, богатых андалузитом чешуйчатых гнейсах, смешанных гнейсах и ортогнейсах гфёльского типа с пластами известняков и графитов с древними основными изверженными породами (бойтитами) [1] и серпентинитами. Для определения возраста гнейсов, по Клоосу *(VIII, 11)*, важно, что глыбы вполне рассланцованного и растянутого гнейса включены в древнейшие граниты. Внутри этой области кварцевые гривы Баварского Пфаля, простирающиеся в северо-западном направлении, совместно с сопровождающими пфальскими сланцами и милонитами образуют важную зону нарушений, которая, по Клоосу (*VIII, 11*), имела значение еще во время внедрения гранита.

Далее на севере простирание изгибается (в Богемском лесе) на ССЗ, что внешне доказывается уже тем, что аналогичный Баварскому Пфалю Богемский Пфаль, образующий здесь восточную границу Молданубской глыбы, также имеет ССЗ простирание.

Эта восточная граница имеет большое значение для определения возраста гнейсов. К востоку от Пфаля залегают гнейсово-слюдяные сланцы с бесчисленными небольшими основными интрузиями и пластовыми жилами, которые на юге связаны с многократно уже упоминавшимися слюдистыми сланцами Кынских гор. Эти слюдистые сланцы на востоке несогласно примыкают к филлитам, которые относятся уже к альгонкской части баррандова комплекса и простираются с северо-востока на юго-запад. Внутри гнейсо-слюдяных сланцев между тем имеются (по Соколу, *VIII, 21*) возникшие в результате диафтореза вторичные филлиты. По Соколу, гнейсо-слюдяные сланцы — ранне-альгонкского возраста. Филлиты и гнейсо-слюдяные сланцы следует резко отличать от молданубских биотитовых гнейсов и ортогнейсов, на

[1] *Прим. ред.* Бойтит — габбро с бурой роговой обманкой и бесцветным диопсидом.

западе примыкающих к Пфалю; это — типичные катагнейсы, и современное высокое положение они приобрели уже давно, к чему Сокол приходит на том основании, что в них отсутствуют распространенные на востоке основные внедрения альгонкского возраста. Таким образом отношение похоже на то, что Зеленка описывает в богемско-моравском холмистом нагорьи, и Сокол считает поэтому, что парагнейсы также относятся к архею и кристаллизовались уже в глубокой древности, тогда как ортогнейсы могут быть и альгонкскими. Карбоновые граниты напротив не вызвали стоящих упоминания изменений.

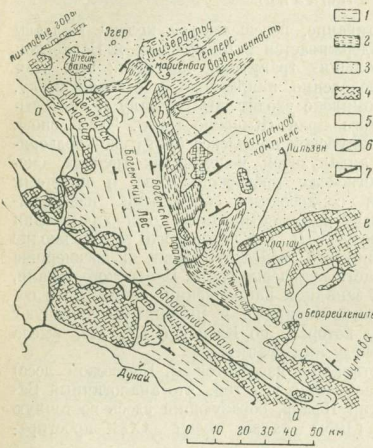


Рис. 138. Западное крыло Молданубской глыбы.

1—гнейс; 2—слюдистые сланцы и амфиболит; 3—альгонкские филлиты, кварциты и т. д.; 4—гранит; 5—послеварисский покров; 6—главные нарушения; 7—простирание и падение.

Характер гнейсов, простирающихся перпендикулярно к филлитам, в Богемском лесе крайне однообразен; чешуйчатые биотитовые гнейсы и кордьеритовые гнейсы преобладают. Ортогнейсы редки, гранулиты и серпентиниты выходят лишь далее к северо-западу. На западе и на севере отношения однако изменяются. На западе, а именно в сторону Наабского горного выступа, при постоянном северо-восточном падении видимо в низах катагнейсов Богемского леса появляется замечательная свита пород, которую Гюмбель ранее выделял как «бойскую формацию». Главной породой являются «пестрые» ортогнейсы с двумя слюдами и прорывающие их «пестрые» граниты, возраст коих, как и отношения, совершенно еще не выяснен. Простирание только на юге с северо-запада на юго-восток (герцинское), на севере же оно идет уже с северо-востока на юго-запад, как в Рудных горах. Ф. Э. Зюсс (*VIII, 5*) выдвигает предположение, правда с большой осторожностью, что в основании молданубской серии может быть вновь появляются породы меньшей глубины и что таким образом здесь перед нами находится подвижная зона со скольжением в основании передвигавшихся на юго-запад глыб и с согласными более

поздними интрузиями. Значение этого еще не вполне проверено, так как продолжение этой зоны к юго-востоку, т. е. в низах глыбы Баварского леса, не установлено; быть может сюда же принадлежат прорванные гранитами ортогнейсы на Дунае у Вёрта и Винцера, т. е. в самом внешнем юго-восточном краю молданубской серии. Сильное катакластическое изменение так называемых винцерских гнейсов может оказаться и более молодым, так как оно продолжается и в молодых гранитах Регенсбурга.

Если итти от центральных частей Богемского леса на запад, то можно видеть, как монотонные чешуйчатые гнейсы все чаще перемежаются с роговообманковыми гнейсами, и наконец непосредственно у края гор близ Эрбендорфа появляется полоса так называемых краевых гнейсов; благодаря эклогитовым породам, серпентинитам перидотитового характера, хлоритовым и тальковым сланцам, включенным в роговообманковые гнейсы, она имеет своеобразный облик, схожий до некоторой степени с мюнхбергским гнейсовым массивом (по Вурму, *X, 57*). В противовес южной полосе Наабских гор с «бойскими гнейсами» здесь северо-западное простирание выдерживается много дольше, хотя оно и не вполне сплошное и местами прерывается отрезками рудногорского простирания. Без сомнения эта зона также залегает в низах Богемского леса, но ее отношение к «бойским гнейсам» еще совершенно не ясно.

Связь краевых гнейсов с Богемским лесом обнаруживается лишь на юге, далее к северу она замаскирована Тиршенрёйтским гранитным массивом. К востоку от него, т. е. в северных частях Богемского леса, наоборот — мы попадаем в зону изгиба простирания и вместе с тем в область большого разнообразия. В то время как на юге еще господствуют кордьеритовые гнейсы с небольшими прослоями серпентинитов и гранулитов, простирающиеся на ССЗ, у Эсларна вы-

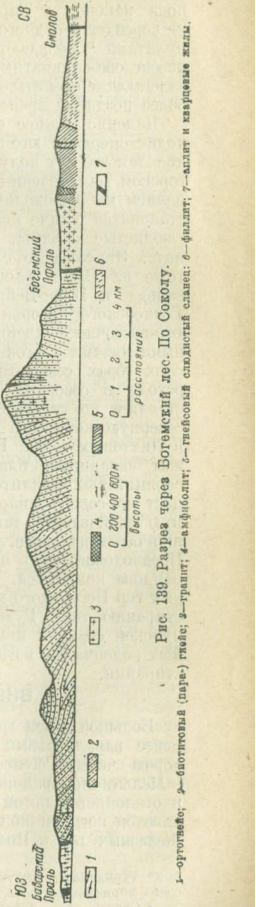


Рис. 139. Разрез через Богемский лес. По Сокэлу.

1—ортогнейсы; 2—биотитовые (паче) гнейсы; 3—гранит; 4—амфиболит; 5—гнейсовый слюдистый сланец; 6—филлит; 7—аплит и кварцевые жилы.

ступают многократно повторяющиеся изгибы к северо-востоку, пока наконец у Тирпенрёйта-Бэрнау простирание окончательно не перейдет в рудногорское. Здесь наряду с серпентинитами и гранулитами [1] попадаются уже прослои роговообманковых сланцев, известково-силикатных сланцев и графитовых гнейсов. Согласно залегающие сиениты и пластовые граниты быть может принадлежат более позднему времени.

Падение, южнее еще постоянно северо-восточное, здесь переходит сперва в юго-восточное, далее на севере — в северо-западное, так что тут получаются намеки на простирающуюся в рудногорском направлении антиклиналь. С этим северо-западным падением мы переходим к северу снова в верхи комплекса; гнейсы становятся богаче кварцем и переходят постепенно в кварциты и слюдистые сланцы, отличающиеся обильным содержанием граната. Эта слюдисто-сланцевая полоса Тилленских гор простирается тоже на СВ и расширяется после прорыва гранитами Кейзервальда и План-Нёйштадта в широкий пояс слюдяных сланцев Теплерского нагорья (*VIII, 4*). Но тогда как здесь преобладает юго-восточное падение и слюдистые сланцы являются нормальными низами альгонкия баррандовой мульды, указанное в Тилленских горах северо-западное падение постепенно приводит к переходу в северный комплекс Эгерского междугорья; оно представляет по ту сторону помянутой антиклинали еще одну более северную обширную мульду, северный склон коей следует искать в Пихтовых горах. На южном склоне на слюдистых сланцах лежат «кварцевые пластовые филлиты», т. е. чередующаяся свита серицитовых филлитов и кварцитов, которая также постоянно падает на северо-запад под углом 55—75°, но обнаруживает сильную плойчатость, так что здесь перед нами скорее структура чешуйчатых надвигов, нежели правильная стратиграфически свита. [2] Предположительно здесь мы имеем эквиваленты альгонкия баррандова комплекса. Таким образом мы достигаем северных краевых гор Богемского массива. Следует отметить, что переход к простиранию типа Рудных гор намечается еще в пределах молданубской серии и притом не непосредственно, а путем многократных коленчатых изгибов, т. е. зоны постоянно чередующегося простирания.

4. ВНЕШНИЙ ГРАНИТНЫЙ ВЕНЕЦ

Большой венец гранитных массивов, по простиранию более или менее параллельный молданубским гнейсам, тянется от Эрбендорфа через Регенсбург вдоль Дуная к юго-востоку, достигает в Мельничном районе верхней Австрии своей наибольшей ширины и отклоняется потом на ССВ, где прослеживается по Богемско-моравской пограничной области до Иглавы и Гумпольца. Граниты Железных гор и Полички образуют его северо-восточное продол-

[1] Турмалин- и мусковитсодержащие гранулиты отклоняются от молданубского нормального типа.

[2] Свита эта чрезвычайно похожа на кварцито-филлиты Спессарта (стр. 341—342).

жение. Затем он появляется в виде гигантской открытой к северу дуги, главную часть коей составляет большой Южно-богемский массив. Кажущееся единство последнего массива, представляемое картой, на самом деле не существует, так как его слагают изверженные породы различного возраста и различного состава. В общем породы относятся к калийному ряду с явным преобладанием ортоклаза над кислым плагиоклазом и со склонностью к сиенитовой дифференциации.

В западных частях, т. е. в Богемии и в Австрийском лесистом районе, можно довольно отчетливо различать две генерации гранитов: более древнюю по преимуществу порфировой структуры с частой волокнистостью и ясной склонностью к сиенитовым производным; и более молодую, средне- или мелкозернистую, по большей части весьма однородную, кислую, в которой однако можно различить несколько типов: среднезернистые биотитовые граниты, такие же мелкозернистые граниты (восточный край виттингауской впадины, Гмюнд), двуслюдистые граниты, частью с турмалином (Иглава, Гумполец, Кольянновиц, молдаво-дунайский водораздел, Виттингау). Имеется ли между этими разновидностями возрастная последовательность, до сего времени неизвестно. Порой однако более молодой гранит лежит под более древним.

Форма залегания во многих отношениях неясна. В общем граниты падают к западу и к северу, уходя под молданубский комплекс Богемского нагорья. В северном углу у Иглавы однако, по Заппеталу *(VIII, 7, 8)*, они на востоке перекрыты кордьеритовым гнейсом, так что там гранит проник повидимому в антиклинальную зону. В нижней Австрии восточная граница вероятно была очень крута.

Мы лучше осведомлены о западной части этой исполинской гранитной дуги, в которой преобладают кислые равномерно-зернистые разности (рис. 138). К северо-западу единый в Австрии массив расщепляется на три главные части: на юге лежат бесчисленные интрузии Пассауского леса, далее к северу вдоль Пфаля проходит длинный язык частью сиенитовых пород почти вплоть до Регенсбургского массива, на севере наконец равномерно-зернистые граниты Плёккенштейна составляют переходное звено к Средне-богемскому массиву.

На возрастную последовательность этих гранитов пролили некоторый свет исследования Клооса и его учеников *(VIII, 11)*. Клоос считает древнейшими гнейсо-граниты, которые можно сопоставить с древнейшими генерациями на востоке и которые отличаются почти постоянной параллельной текстурой и бесчисленными включениями молданубских боковых пород. Они внедрились при сильнейшем раздроблении, инъекции и частичном переплавлении гнейсов. Клоос считает возможным объединить сланцеватые основные породы Пфаля (сиениты и т. д.) и склонен видеть в них более древнюю, быть может, доварисскую свиту, что однако во многих отношениях сомнительно. На географической карте Пассауского леса эта группа занимает наибольшую площадь.

Более молодой цикл, по Клоосу, начинается с диоритов, часто

очень богатых титанитом (титанитовые пятнистые породы). За ними следует несколько генераций гранита, отличающегося возрастающею крупностью зерна и кислотности. Клоос выделяет: 1) мелкозернистый гранит, 2) средне-мелкозернистый гранит, 3) среднезернистый гранит, 4) крупнозернистый порфировый гранит (Зальденбург) как самый молодой из них. Возрастные различия однако незначительны, так что даже диориты частично еще не вполне затвердели, когда внедрились граниты. В последнюю очередь образовалась жильная формация аплито-пегматитового и лампрофирового характера. Возрастная последовательность отмечена контактами и включениями.

По отношению к форме залегания следует подчеркнуть, что



Рис. 140. Плутонические породы Пассаусского леса. По Клоосу.

Догранитовые породы и (молодые) крупные гранитные массивы—*белые*. Мелкие гранитные штоки—*пунктиром* и схематически; в действительности гораздо многочисленнее. Диоритовые дайки—*черные*, в действительности мельче. *Линии со стрелками* дают направление и наклон растяжения. *Штрихи на севере*—Пфаль.

у всей гранитной массы уже очень рано наметилось падение к северу или к северо-востоку, совпадающее с молданубской тектоникой.

Форма залегания пассаусского гранита обработана монографически Клоосом и его учениками. Оказалось, что здесь во всяком случае перед нами не цельный батолит, и что прежде всего следует проводить строгое различие между более древними гнейсо-гранитами и более молодыми «плутоническими» породами. Древнейшие интрудировали в гнейсовую серию более или менее согласно, а более молодые внедрялись все более и более несогласно и своеобразно. Весьма широкое распространение их, видимое на поверхности, является следствием относительно пологого залегания. Граниты образуют узкие пластины, которые лежат более или менее в простирании более древних пород, но падают под значительно

более пологим углом к северу, так что распределяются по ранее существовавшим трещинам. При этом угол падения растет к северу, и все бесчисленные гранитные языки повидимому поворачивают к Пфалю. Более молодые большие плутонические массы Гауценберга и Зальденбурга имеют в принципе подобную же форму залегания.

В отношении их внутренней тектоники эти бесчисленные гранитные линзы образуют некое единство высшего порядка.

Из этого представления возникает толкование Пфаля, отличающееся от прежних. Баварский Пфаль являет собою до 120 *м* мощную массу кварцевой брекчии, прослеживающуюся на 140 *км* в длину и морфологически выступающую среди окружающих выветрелых и милонитизированных гнейсов и гнейсо-гранитов (пфальские сиениты, пфальские сланцы и т. д.). Полоса эта простирается параллельно породам основания (фундамента) и падает, как они, круто на северо-восток. Богемский Пфаль на севере представляет совершенно аналогичное явление, но в смысле своего ССЗ простирания как раз обратное Баварскому. Многочисленные ответвления или параллельно идущие «пфали» тоже известны. Так как Пфаль продолжается к северо-западу в системе трещин мезозоя Амберга, то он по большей части рассматривается по существу как более молодое образование в соответствии с крупными северо-западными разломами, которые секут Богемский массив. Не взирая на это, следуя за Клоосом, можно считать его древним элементом, рассматривая как раздавленную впоследствии питающую зону или корни гранитных интрузий; она вытянута к югу или к юго-западу и поэтому весьма близко совпадает с более древней тектоникой. По ту сторону Пфаля и примыкающих к нему гнейсов гранитный язык Плёккенштейна, который на юге смыкается с главным массивом, образует тоже падающую к северо-востоку, т. е. уходящую под шумавские гнейсы, плиту.

Более мелкие гранитные интрузии являются связующими звеньями между ним и средней Богемией.



Рис. 141. Разрез через гранитные языки Пассауского леса. По Клоосу.

Сланцевые сиенито-граниты и так называемые пластовые граниты Регенского и Графенауского районов представляют переход к более крупному северо-западному массиву Регенбурга — Хама, в котором наряду с равномерно-зернистыми гранитами широко распространены также порфировые «кристалл-гра-

ниты». Как будто бы с ними генетически связаны пинитсодержащие [1] гранит-порфиры (регенские порфиры).

По другую сторону молодого провала Боденверской бухты набургские граниты образуют непосредственное продолжение этой зоны. Здесь тоже широко распространены основные сиенито-граниты. О форме и залегании известно немного. Однако вполне допустимо, что в согласных пластовых гранитах может быть даже в одной части бойской гранитной формации Гюмбеля можно усматривать эквиваленты более древних гнейсо-гранитов Пассау. Прижимание интрузий к древним, простирающимся частью на северо-запад, частью на северо-восток структурам, по Вурму, весьма примечательно *(X, 57)*.

К верхне-пфальцским гранитам на севере непосредственно примыкает большой Тиршенрёйтский гранитный массив, на юге вытянутый в общем северо-северо-западном простирании, на севере залегающий между простирающимися на северо-запад краевыми гнейсами и идущими на востоко-северо-восток гнейсами и слюдистыми сланцами Тилленских гор. Здесь господствуют порфировые граниты с богатой свитой жил; из последних, как особенность, заслуживают упоминания фосфатные пегматиты.

Почти непосредственно этот массив связан к северу с лежащим уже внутри филлитовой группы Штейнвальдским массивом, в котором преобладают равномерно-зернистые двуслюдистые граниты, отличающиеся очень сильным пневматолизом и часто миаролитовой структурой; тут мы доходим до соприкосновения с Пихтовыми горами (Фихтельгебирге).

Совершенно так же, как у Регенсбурга, Южно-богемский гранитный массив на северо-востоке продолжается по простиранию в виде небольшого гумполецкого штока двуслюдистого гранита. И далее на востоке впереди восточной границы массива, простирающейся с севера на юг, залегают более мелкие плутонические массы: гранит Мелька, Цветтель и более крупная масса Требич-Мезерич.

У всех них состав сильно основной, сиенитовый. Требичский массив, по Заплеталу, на севере образует этмолит [2], на юге же падающую к востоку пластовую жилу.

К этому «внешнему гранитному венцу» можно еще причислить сиенито-граниты Глинско, кварцево-слюдяные диориты и рогово-обманковые граниты Полички по северо-восточному краю фундамента и граниты Железных гор. В Железных горах представлены серые биотитовые граниты с красною рассланцованною фацией, наряду с этим там должны существовать и более молодые красные граниты.

Этот гранитный массив залегает между гнейсом на западе и палеозоем на востоке видимо по древней плоскости движения (надвига, по Кеттнеру).

---

[1] *Прим. ред.* Похожие на слюду продукты выветривания некоторых минералов.

[2] *Прим. ред.* Этмолит — форма интрузивного тела, напоминающая воронку. Название предложено Заломоном.

5. ВНУТРЕННИЙ ГРАНИТНЫЙ ВЕНЕЦ

Многочисленные более мелкие внедрения очень разнообразных гранитов (амофиболовых, двуслюдистых и т. д.) в районе Берггрейхенштейна составляют звенья цепи, связующей северный отрог южно-богемского гранита (Плёккенштейна) с большим Средне-богемским массивом (см. рис. 136).

Эта колоссальная область эруптивов характеризуется преобладанием основных гранитов, диоритовых и сиенитовых пород. Габбродидные предшественники встречаются реже, биотитовые граниты тоже менее распространены. Структура по краям и в кровле часто порфировидная и параллельная; но попадаются также и мелкозернистые разности. По Заллеталу, химизм их дает значительные колебания: на юго-востоке породы (например породы южного венца) принадлежат калийному ряду; на северо-западе же имеются типичные известково-щелочные породы (габбродиориты) и даже породы натриевой группы (шазавские диориты эссекситового типа).

Как и в Баварском лесе, так и здесь, по южному краю (Тын) повидимому залегает более древняя генерация гнейсо-гранитов, которые, по Зеленке (*VIII, 27*, 1927 г.), в виде пологих плит внедрились по линии несогласия между нижними кордьеритовыми и верхними сланцеватыми гнейсами. Кордьеритовые гнейсы при этом метаморфизованы в смешанные породы, тогда как верхняя свита обнаруживает лишь слабый поздний метаморфизм («жемчужные» гнейсы — Perlgneise). По Зеленке однако огнейсование более древнее, так как гнейсы полиметаморфны.

Гранитный массив лежит на границе альгонкских филлитов на северо-западе и молданубских гнейсов на юге. Линии контактов падают по обе стороны к северо-западу. Глыбы кровли из несогласно сложенных в складки и контактово-метаморфических филлитов или древне-палеозойских пород присутствуют на граните во многих местах. Таким образом, говоря вообще, филлиты образуют кровлю, а гнейсы — постель массива. В частности гранит повидимому по меньшей мере на юго-востоке внедрился по зоне нарушения, полого падающей на северо-запад между простирающимся с ЗЮЗ и ВСВ более молодым альгонкием и вытянутым с С на Ю комплексом молданубских пород. На западе он разделяется на две доли; в северной у Клаттау Сокол наблюдал падение гнейсов под гранит.

Своеобразно различие между контактами: в то время как на северо-западе это почти прямая линия с контакто-метаморфическим изменением краевых пород, на юго-востоке гранит внедряется в гнейс многочисленными языками; у Клаттау Сокол подчеркивает интенсивную инъекцию в нижнем гнейсе. Повидимому перед нами здесь очень энергичное проникновение магматических элементов в другие породы вплоть до образования смешанных пород, так как переходы от гранитов в гнейсы упоминаются неоднократно. Молданубский гнейс здесь таким образом полиметаморфен, так же как гнейс южного Шварцвальда (ср. стр. 358—361).

В целом Средне-богемский массив имеет форму серповидного штока, внедрившегося между «хордой» простирающегося на северо-восток баррандова палеозоя и большой молданубской дугой.[1]

Так как наббургские граниты вплоть до Пихтовых гор можно рассматривать как принадлежащие к внешнему гранитному венцу, то более мелкие западно-богемские внедрения гранита надо считать западным крылом внутреннего гранитного венца, которое составляет переход к северу прямо к карлсбадским гранитам и к Рудным горам. Все же связь эта не вполне тесна, и только разве западные выходы Черхова и План-Нёйштадта, которые находятся в гнейсе или по границе гнейсов и филлитов имеют признаки молданубского простирания, тогда как восточные, залегающие в альгонке выходы занимают особое положение. В общем, здесь господствуют порфировидные биотитовые граниты; таково положение в большом Нёйштадт-Планском массиве, в граните Кладрау (Семигорье), Лескау, севернее Кралёвица. Мелкозернистые и среднезернистые биотитовые граниты распространены в виде небольших выходов Мерклина и Лозины. Крупнозернистые двуслюдистые граниты образуют маленький черховский шток у Пфаля; письменно-гранитные пегматиты здесь встречаются особенно часто (см. рис. 138).

В. БАРРАНДОВ ПАЛЕОЗОЙ (ДРЕВНЕ-ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ГОРЫ СРЕДНЕЙ БОГЕМИИ)

К северу от Средне-богемского гранитного массива лежит обширная область неметаморфизованных альгонкских и древне-палеозойских отложений. Как целое она образует несимметричную, простирающуюся с ЮЗ на ЮВ мульду, ось которой сильно сдвинута к юго-востоку. Юго-восточное крыло образовано средне-богемским гранитом, северо-западное завуалировано поздним палеозоем и третичными отложениями северно-богемской впадины, однако можно подозревать его наличие в Рудных горах. На западе ось поднимается к гнейсам Богемского леса, на востоке она исчезает под пологим меловым понижением; в виде отогнутого к юго-востоку продолжения можно рассматривать Железные горы южнее Эльбы между Колином и Глинско.

Стратиграфически и тектонически эта область занимает обособленное положение и не имеет аналогов в пределах вариской дуги. Поэтому она и обозначается особо. Стратиграфически для нее характерно мощное развитие альгонкия, кембрия, силура и нижнего девона, богатые известью фации в верхних частях, обилие фауны и верхне-девонское поднятие. Тектонически она в особенности отмечается слабым метаморфизмом (резкое противоречие с молданубским комплексом) и относительно слабым двусторонним механизмом складкообразования.

---

[1] Bubnoff. Werdegang einer Eruptivmasse. 1928. Сходным образом указывает на него и Заплетал (1928 г.), однако относя его к гораздо более широкой дуге Бреславль-Кремс — южный Шварцвальд, которая не существует в такой форме. Ср. Bubnoff, в только что названной работе.

1. ДОКЕМБРИЙ

Ввиду того, что на севере третичные отложения и эруптивы Северо-богемского бассейна, а на востоке пологая меловая трансгрессия маскируют все взаимоотношения, на юге же внедряется средне-богемский гранитный шток, отделяя баррандов комплекс от молданубского, приходится выяснять соотношения обеих этих формаций только на западе и на северо-западе. На западе, а именно в Богемском лесе, Сокол (*VIII, 21*) пробовал показать, что филлиты и связанные с ними слюдистые сланцы стратиграфически и тектонически не зависят от распространенных по ту сторону Пфаля гнейсов и по всей видимости моложе их. Сокол видит в слюдистых сланцах древний альгонкий, а в гнейсах — архей. Здесь филлиты и слюдистые сланцы простираются с СВ на ЮЗ, а гнейсы с ССЗ на ЮЮВ. Далее к северу простирание гнейсов, как уже сказано выше, отгибается тоже на северо-восток, и в Тилленских горах можно видеть окаймление с севера слюдяными сланцами и филлитами Эгерского бассейна и Пихтовых гор. К востоку за небольшими выходами гранитов Нёйштадт-Плана и Кейзервальда эта слюдисто-сланцевая зона сильно расширяется в нагорьи Тепля. Здесь преобладает несомненно более древний фундамент богемского альгонкия. Кеттнер (*VIII, 29*) сумел показать, что эти слюдистые сланцы, падающие к юго-востоку, очень постепенно переходят вверху в филлиты и неметаморфизованные сланцы и граувакки. В ядре слюдисто-сланцевого комплекса лежит гнейсо-гранит (Бухау), внутренне связанный с ним пластовыми жилами и вызвавший его метаморфизм. Он — доварисского возраста и во время варисской складчатости был сложен в складки и раздроблен. Однако он является эквивалентом молданубского докристаллического метаморфического ортогнейса. Вполне возможно, что эти более глубокие элементы альгонкия представлены и в Рудных горах.

Слюдистые сланцы здесь поэтому не представляют собою самостоятельного стратиграфического горизонта, а лишь метаморфическую фацию этого более глубокого альгонкия. В районе Людица, вдоль р. Стрелы можно притти, направляясь на юго-восток, к более высоким, но сохраняющим то же падение неметаморфизованным частям альгонкской свиты. Заслугою Кеттнера является возрастное расчленение этой чрезвычайно мощной, но однообразной свиты глинистых и грауваккових сланцев и граувакк. Это расчленение опирается на тот факт, что в альгонкий внедрены покровные излияния основных пород диабазового характера; они рассматриваются под названием спилитов.[1] Покровные излияния эти повидимому придерживаются одного горизонта, так как в виде ряда полос, соответствующих крупным складкам, они пересекают всю альгонкскую область (Мис-Плазерская полоса, главная полоса Клаттау — Пильзен — Брандэйс на Эльбе, вторая ишбрамская зона кровельных сланцев). Со спилитами генетически непосредственно связаны кварцовые пиритсодержащие сланцы, сюда же относятся кремнистые сланцы в верхах спилитовых покровов. Кеттнер объяс-

[1] *Прим. ред.* Диабазовые породы с альбитом и шаровой отдельностью.

няет окремнение и пиритизацию гидротермальными процессами затухающей вулканической спилитовой фазы на дне морском. Недавно были как раз случайно обнаружены принадлежащие спилитам несогласные питающие каналы (по Матейке, 1923 г.).

Очень важно то, что на юго-востоке альгонкского района в верхах кремнистых сланцев (у Добриша) появляются конгломераты, которые наряду с гальками древних гранитов содержат также граувакки, иногда спилиты. Таким образом устанавливается следующий руководящий горизонт, выше которого различают третий послеспилитовый отдел сланцев и массивных граувакк. Так как конгломераты имеются лишь на юго-востоке, перед нами вероятно не сплошное несогласие, а лишь местное поднятие юго-восточного крыла.

Подразделение альгонкия поэтому может быть проведено следующим образом (*VIII, 28*):

B γ. Послеспилитовый отдел: граувакки и сланцы. На юго-востоке: первая пшибрамская сланцевая полоса (непосредственно у гранита) и ее восточное продолжение у Добриш-Ричаны. В низах — местами конгломераты.

B β. Спилитовый отдел: наверху кремнистые сланцы, внизу спилитовые покровы с квасцовыми сланцами; вторая пшибрамская сланцевая полоса, главная полоса Кладтау — Пильзен — Брандэйс на Эльбе — Мис-Плазерская полоса.

B α. Доспилитовый отдел: кровельные сланцы и граувакковые сланцы, филлиты, внизу переходящие в слюдистые сланцы. Только в северо-западной полосе Людиц — Магнетина.

A. Молданубские гнейсы и слюдистые сланцы — вероятно уже архейские.

Нет никакого основания хотя бы одну часть целой серии *B* относить к архею. Кеттнер указывает на аналогию спилитов с верхнеятулийскими диабазами Финляндии. Однако надо еще иметь в виду, что там имеются еще более молодые иотнийские диабазы, и потому появление аналогов иотнийского яруса в Богемии вряд ли можно отрицать. Но все же против этого говорит крайне несогласная складчатость всех трех отделов, тогда как в балтийском щите наоборот складчатость доиотнийского возраста.

В Богемии альгонкский комплекс был интенсивно смят в складки до наступления нижнего кембрия и в значительной степени выровнен эрозией, ибо кембрий и нижний силур трансгредируют частично на B β, частично на B γ. Об этой докембрийской складчатости пока мало что известно. По простиранию она в основном отличается от более поздней, карбоновой, лишь незначительно. Благодаря трем простирающимся с СВ на ЮЗ спилитовым полосам, а на севере благодаря непосредственному наблюдению падения, можно проследить обширные мульды и седла, которые однако не точно совпадают с более поздней последующей структурой: этим была уже предопределена ясная асимметрия более поздней баррандовой мульды, так как альгонкская полоса на юго-востоке гораздо уже, нежели на северо-западе.

2. КЕМБРИЙ

В кембрии асимметрия выступает еще сильнее. На юго-востоке кембрий трансгредирует частично на послеспилитовый (первая южная пшибрамская сланцевая полоса), частично на спилитовый отдел (вторая северная пшибрамская сланцевая полоса). При этом самые нижние кембрийские горизонты выходят лишь на юго-востоке, а к северо-западу непосредственно на альгонкие залегают все более и более верхние кембрийские слои и наконец на северо-западе от центральной мульды трансгредирует на спилитовый отдел уже нижний силур при отсутствии всего кембрия.

Полный разрез кембрия — С по новой богемской терминологии — имеется в районе Пшибрама на юге. По Кеттнеру можно различить, снизу вверх, следующие отделы (*VIII, 31—33*):

Нижний кембрий C_a.

C_a1. Конгломераты Житеча — полимиктовые конгломераты зеленоватого цвета с хлоритовым цементом; они содержат почти все породы альгонкия наряду с гранитными обломками неизвестного возраста. Зеленка недавно нашел в них окатанные гнейсовые галыки, которые вполне соответствуют молданубскому гнейсу. Мощность 20—80 *м*.

C_a2. Конгломераты Глубоша — преимущественно кварцит и лидитовые компоненты в мягкой красноватой основной массе; легкая разрушаемость отличает их от нижнего комплекса. К северо-востоку от Пшибрама они доходят до 350—500 *м* мощности; северо-западнее всего лишь до 60—120 *м*. На юго-западе они переходят в кварцевые песчаники и конгломераты и от верхних и нижних слоев трудно отличимы.

C_a3. Граувакки Садека и Богутина; красноватые, зеленоватые и серые песчаники, перемежающиеся со сланцеватыми глинами. Частая перекрестная слоистость, трещины высыхания (растрескивание) и знаки ряби указывают на мелководную фацию. Важно отметить прослой сходной с кремнистыми сланцами породы и граувакковый горизонт, сходный с житечским конгломератом. Мощность достигает у Пшибрама 500—600 *м*, однако во все стороны отсюда она постепенно убывает до 300 *м*.

C_a4. Тшемошнские конгломераты; по преимуществу светлые очень твердые породы. Белые галыки кварца выступают на первое место, цемент кремнистый. Кое-где у Пшибрама окраска красноватого тона (фракция Святой горы). Мощность определяется у Пшибрама примерно в 130 *м*, но к северо-западу увеличивается до 200, даже до 350 *м* (Инце). Далее к северо-западу отношения таковы, что наводят на предположение о возможной принадлежности части этих конгломератов уже к среднему кембрию (милечские слои на северо-западе).

Средний кембрий Cβ. Инцские сланцы.

Мощная свита серо-зеленых сланцев, которые на северо-западе (у Инце) обладают слаборазличимой слоистостью, и содержат знаменитую «первоначальную» фауну (Primordialfauna») Барранда. Здесь мощность свиты 200—250 *м*. На юге этот отдел имеет лишь 80—120 *м* мощности, слоистость яснее, проходят отдельные слои песчаников. Сланцы немые.

Фауну составляют: *Paradoxides bohemicus, P. spinosus, P. rotundatus, Agnostus integer, Conocoryphe Sulzeri, C. coronata, Ptychoparia striata, Ellipsocephalus Hoffi, Lichenoides priscus, Stromatocystites pentangularis, Acrothele bohemica, Hyolites primus* и др.

Верхний кембрий Cγ.

В силу необходимости сюда причисляют конгломераты Бжезовой горы (Березовая гора) у Брды, весьма сходные с тшемошнскими конгломератами, но они содержат компоненты нижних инцских слоев. Они включают прослои кремнистых сланцев оолитовой структуры. Мощность у Тшемошны 400—500 *м*, далее к северу лишь 200 *м*.

Нижний кембрий постепенно выклинивается к северо-западу. У Голубкова, по Д. Андрусову *(VIII, 47)*, тшемошнские конгломераты Cα4 залегают непосредственно на альгонке Bβ; еще далее к северо-западу их нижняя часть исчезает, и серия начинается песчаниками и конгломератами Милеча, которые у Милеча содержат фауну парадоксид *(Paradoxides, Ptychoparia marginata, Ellipsocephalus vetustus, Helcionella, Nisusia, Billingsella)*, и поэтому ныне ее должно причислять к среднему кембрию. На юго-западе округа Скрей на альгонкий трансгредируют даже верхние парадоксидовые сланцы.

Средний кембрий состоит у Голубкова из перемежающихся пластов сланцев и песчаников, далее северо-западнее у Хотетина замечается деление на два отдела: верхний сланцевый с песчаниками и нижний песчаниковый, а еще далее у Скрей существует следующее деление (сверху вниз):

Cβ′3. Конгломераты Возника — полимиктовые,[1] с обилием спилитовых компонентов, присутствуют только у Тейровиц.

Cβ′2. Парадоксидовые сланцы — серо-зеленые, в основании иногда песчаные. Очень богатая фауна содержит: 7 *Paradoxides (spinosus, rotundatus* и т. д.), *Agnostus (nudus, bibullatus* и т. д.), 2 *Conocoryphe, Ptychoparia (striata, marginata* и т. д.), 2 *Solenopleura*, 2 *Agraulos*, 3 *Ellipsocephalus, Sao hirsuta*, цистидеи *(Trochocystites* и т. д.), *Acrothele, Acrotreta, Orthis (Kuthani, Romingeri* и т. д.).

Исчерпывающий анализ фауны см. у Помпецкого (Pompeckj, Jahrb. K. K. Geol. Reichsanstalt, 1895).

По Помпецкому, связь этого среднего кембрия со скандинавским и английским весьма велика, и даже

[1] *Прим. ред.* Т е. конгломераты с разнообразным составом гальки.

сильнее выражена нежели с южно-французским (*Parad. Tessini* u. *Davidis* = миневской группе Англии). Появляется ли здесь зона *Par. oelandicus* (= группе Сольва), кажется сомнительным, после того как недавно были найдены ее эквиваленты в милечском конгломерате.

$C\beta'1$. Песчаники и конгломераты Тейровиц; полимиктовые темные конгломераты, частью замещенные нижними песчаниками.

$C\beta'1$. Песчаники с *Orthis*, — буро-серые граувакки с обилием *Orthis Romingeri;* наряду с ними — *Paradoxides* sp., *Ptychoparia* cf. *striata* и др., *Ellipsocephalus vetustus, Billingsella, Nisusia, Helcionella, Pelagiella.*

$C\alpha'4$. Конгломерат Милеча. Светлые конгломераты и песчаники с древнейшей фауной Богемии: *Paradoxides* (4 новых вида), *Ptychoparia striata, Ellipsocephalus vetustus, Conocoryphe, Solenopleura, Agraulos, Nisusia, Pelagiella, Helcionella.* Вследствие этого относится еще к среднему кембрию и возможно соответствует шведской зоне *Oelandicus.*

Верхний кембрий на севере вовсе не представлен осадочными отложениями; более раннее поднятие и эрозия имели здесь место в сопровождении довольно сильного вулканизма. Относящаяся сюда серия Кшивоклята и Рокычан состоит из более древних частично фельзофировых порфиритов и кератофиров и более молодых, частью витрофировых кварцевых порфиров и брекчий. Эти изверженные породы лежат слегка несогласно на различных кембрийских горизонтах и на северо-западном крыле большой мульды широко распространены, простираясь к северо-востоку до Молдавы. Там однако они залегают частью несогласно прямо на альгонкие, частью же вовсе отсутствуют, так что на северо-востоке кембрия местами совершенно не имеется. Возраст определяется благодаря трансгрессивному перекрытию нижним силуром.

В целом кембрий трансгредирует с юга на север. Во время образования тшемошнских конгломератов он проникает далеко на север и в районе Скрей образует даже особый залив, в котором отлагается дифференцированная средне-кембрийская свита, резко отличающаяся от однообразных инцских сланцев. В верхнем кембрии часть этого комплекса вновь смыта; далее к востоку верхний кембрий видимо вообще отложений не оставил. Верхне-кембрийское поднятие сопровождалось излияниями эруптивов.

3. ОРДОВИЦИЙ

Нижний силур — D^1 начинается хорошо выраженной трансгрессией на различные отделы кембрия, на востоке даже на альгонкий. Но уровень трансгрессии не везде вполне одинаков, в силу-

[1] Старое, восходящее к Барранду, и новое, разработанное Кеттнером, Кодымом, Клуцеком и др., подразделения таким образом соответствуют друг другу:

Dd_5 . . . . . $d\zeta$	Dd_2 . . . . . $d\delta$	Dd_1 . . . . . $d\beta$
Dd_{3+4} . . . . . d_ε	Dd_1 . . . . . $d\gamma$	Dd_1 . . . . . $d\alpha$

рийском комплексе она начинается частью слоями Крушной горы (dα), частью комаровскими слоями (dβ). Далее среди крушнагорских слоев местами выпадают отдельные нижние горизонты, так что здесь имеются ясные следы колебаний уровня заливающего моря. Так как далее горизонт dβ тоже местами представлен лишь диабазами, то равномерное покрытие водой наступило лишь начиная с dγ (скиддавского яруса). Снизу вверх имеем:

dα. Слои Крушной горы — частью железосодержащие серо-зеленые граувакки и кварциты, распространение которых ограничено. Они достигают до 38 *м* мощности. В областях полного развития можно принять трехчленное деление (снизу вверх):

dα1. Базальный конгломерат и граувакка Тшеницы. Некоторые фаунистические и фациальные различия имеются уже в пределах этого горизонта. На юго-западе под граувакками с *Obolus Feistmanteli* и *Lingulella expulsa* у Бжежаны имеются кварциты со сланцами и *Dictyograptus ftabelliformis*. Выше лежат в обеих областях граувакки с *Obolus siluricus*. На северо-востоке эти слои замещаются сланцами с *Obolus lamellosus* и *Lingulella arachne*. Нижняя часть этого комплекса поэтому соответствует песчанику с *Obolus Apollinis* и диктионемовым сланцам Балтики. Установив это тождество, Колита вывел заключение о вероятной связи с балтийскими отложениями по меньшей мере для нижнего силура.

dα2. Граувакки с роговиками, туфами (Увалы) и местами с железными рудами (Узки), содержащие богатую фауну трилобитов, частью кембрийского характера: *Euloma, Cheirurus, Amphion, Lichas, Symphysurus, Parabolinella, Niobe, Ceratopyge, Nileus, Agnostus.* Виды эти имеют частичную связь со скандинавскими представителями эйлома-ниобовой фауны (глауконитовые песчаники с *Obolus siluricus*, цератопиговые слои). Из брахиопод богато представлены *Obolus siluricus, Billingsella incola, Micromitra Walcotti, Kutorgina* и др.

dα3. Слои Олешны. Сланцеватые граувакки и сланцы с *Obolus complexus, Lingulella insens* и *Orbiculoidea undulosa*. Эквивалент балтийского глауконитового песка с *Triarthrus Angelini*.

Крушнагорские слои поэтому являются бесспорным эквивалентом английского тремадока и отмечаются весьма сильно выраженным балтийским влиянием. К средней их части следует отнести леймицкие слои Гофа.[1]

dβ. Комаровские слои. Диабаз, диабазовые туфы, черные сланцы, красные железняки, частично перемежающиеся в фациальном чередовании. Иногда наблюдается книзу небольшой перерыв, а

[1] Списки ископаемых см. J. Jahn. Verh. geol. Reichsanstalt Wien 1904 u. 1906. C. Kloucek. Sur la faune des couches Krušna-hora. Vestn. st. géol. ust. II, 1926. J. Koliha. Faciès baltico-polonais de l'Ordovicien inférieur en Bohême. Vestn. st. géol. ust. II. 1926. R. Rouzicka, Faune des couches à Euloma des gisements ferrugineux près Holoubkow. Bull. intern. Ak. Prag. 1920.

частью слои залегают трансгрессивно на альгонкие (Берауи). Известна богатая фауна трилобитов:

Euloma bohemica, Eul. inexpecta, Ptychocheilus decoratus, Asaphellus Perneri, Nileus pater, Megalaspides cuspidatus, Lichas praecursor, Illaenus cuspidatus, Agnostus splendens и др. Рядом с ними: *Obolus complexus, Orthis nocturna, O. grimmi, Lingula rugosa, L. sulcata, Bellerophon, Conularia, Hyolithes, Leda* и др. [1]

Эйломовая фауна этих слоев поэтому несколько моложе, нежели в горизонте d α, и комплекс быть может должен быть отнесен к аренигу. Мощность колеблется (Врдские Гребены 38 *м*, у Берауна — 70 *м*).

dγ. Слои Осека и Квана. В основном черные сланцы с двумя прослоями железняка (внизу шамозит и гематит, наверху лимонит) и с богатой граптолитовой фауной, в которой *Didymograptus Murchisoni, D. indentus* var. *nanus, D. bifidus* var. *incertus, D. V.-fractus* var. *volucer* являются важными представителями зон 7, 6 и 4 Эллеса и Вуда (Elles and Wood).

Весьма замечательна притом наряду с этим имеющаяся богатая фауна трилобитов, способствующая двучленному делению, согласующемуся и с петрографическим характером слоев:

dγ 1. Светлые сланцы с твердыми конкрециями, 54 вида трилобитов из родов: *Acidaspis, Aeglina, Amphion, Areia, Cheirurus, Dindymene, Placoparia, Batycheilus, Bohemilla, Calymmene (Arago), Pharostoma, Dalmanites, Dicellocephalina, Dionide, Harpes, Trinucleus, Holometopus, Asaphellus, Ptychocheilus, Megalaspides, Platypeltis, Symphysurus, Barrandeia, Illaenus, Bumastus, Lichas, Agnostus.*

dγ 2. Сланцы Добротивы — темные сланцы с мягкими конкрециями и 42 видами трилобитов. Наряду с большинством вышеназванных прежде всего роды: *Ampyx, Asaphus, Ogygia (glabrata), Carmon, Proetus, Sarkia;* кроме того: *Orthoceras, Endoceras, Bellerophon, Nucula, Leda, Chonetes, Orthis, Lingula, Discina, Strophomena,* конулярии, гиолиты, цистидеи (в обоих нижних горизонтах).

Если роды трилобитов в обоих нижних горизонтах почти одинаковы, то всего лишь 6 видов трилобитов у них общие, да и прочая фауна частично разная. Стоит отметить некоторые реликтовые виды *(Dicellocephalites bohemicus, Holometopus bohemicus.* [2]

Этот горизонт, у Берауна приблизительно в 50—60 *м* мощ-

[1] Списки ископаемых: J. Koliha, ibid., K. Holub, Neue Fauna des Untersilurs in der Umgebung von Rokyčan. Bull. intern. Ak. Prag 1911 u. 1912. C. Kloucek. Niveaux palaeontologiques dans les couches de Komarov. Vestn. st. géol. ust., II, 1926.

[2] Фаунистические списки: C. Kloucek, Über die d/γ-Schichten und ihre Trilobitenfauna. Bull. ac. intern., Prag, 1917. K. Holub, Beitrag zur Kenntnis der Fauna der Bande D/γ. Bull. ac. intern., Prag, 1908. I. Zelicko, Untersilurische Fauna von Sarka bei Prag., Verh. K. K. geol. Reichsanstalt. Wien, 1907 — V. Nowak u. J. Perner, Trilobiten aus der Schichtenstufe D d/γ von Prag. Palaeontograph. Bohemiae, IX, 1918.

ностью, поэтому следовало бы считать представителем нижнего ландейло, хотя быть может он опускается вниз до аренига, как уже было предложено Брёггером. Разница с балтийской фацией здесь в противовес более глубоким ярусам весьма отчетлива.

$d\delta$. Кварцит Драбова — светлые твердые кварциты с *Calymmene pulchra, Trinucleus Goldfussi, Dalmanites socialis, D. Phillipsi, Asaphus ingens, A. nobilis, A. puer, Acidaspis Buchi, Illaenus Panderi, Placoparia, Homalonotus.* Фауна скудная. У Берауна — 175 *м.*

$d\varepsilon$. Загоранские слои. Внизу ($d\ \varepsilon_1$) — грубые кварциты и граувакки (хрустеницкие граувакки), наверху ($d\ \varepsilon_2$) — богатые слюдою сланцы (нучицкие сланцы).

Фауна содержит следующие важные трилобиты: *Trinucleus Goldfussi, Tr. ornatus, Dionide formosa, Illaenus Panderi, Asaphus nobilis, Cheirurus claviger, Acidaspis Buchi* и др.

Наряду с ними цистидеи, *Strophomena, Orthis, Discina, Nucula, Leda,* гиолиты, *Pleurotomaria, Capulus, Bellerophon,* ортоцератиты, *Beyrichia.* Кеттнер кроме того описал мшанок.[1]

Из граптолитов следует упомянуть *Diplogr. truncatus* (зоны 12—13), — следовательно горизонт соответствует карадоку. Мощность до 500 *м.*

$D\zeta$. Граувакки Здицы. Внизу мягкие сланцы Кралова-Двора ($D\zeta_1$), наверху кварциты и песчаники Косова ($D\zeta_2$).

Фауна: *Calymmene pulchra, C. Blumenbachi, Ampyx Portlocki, Trinucleus ornatus, Dalmanites socialis, D. Phillipsi, Cheirurus, Remopleurides radians;* кроме того *Beyrichia, Gomphoceras, Orthoceras, Pleurotomaria, Patella, Hyolithes,* конуларии, *Leda, Nucula, Edmondia, Discina, Orthis, Strophomena, Dicellograptus anceps.*

Горизонт соответствует ашгиллию, во всяком случае зоне 15 (Эллеса и Вуда). Мощность у Берауна доходит до 600 *м.* Характерны случайные выходы нечистых известняков.

4. ГОТЛАНДИЙ

Верхний силур — E — залегает слегка несогласно на нижнем и как фаунистически, так и петрографически сложен совершенно иначе.[2]

Так как, особенно в нижней части, хорошо проводится расчленение по граптолитовой фауне, то можно в настоящее время утверждать, что здесь имеется перерыв, соответствующий зоне

[1] Новейшие фаунистические списки: J. Želizko. Neue Fossilfundorte im böhmischen Untersilur. Verh. K. K. Geol. Reichsanst. 1900. Он же, Beiträge zur Fauna des böhmischen Untersilurs, там же, 1901.

[2] Старое и новое деление относятся друг к другу так:

Ff_1 . . . . . $e\gamma$
Ee_2 . . . . . $e\beta$
$Ee_1\gamma$ . . . . . $e\alpha_3$
$Ee_1\beta$ . . . . . $e\alpha_2$
$Ee_1\alpha$ . . . . . $e\alpha_1$

Cephalograptus acuminatus; местами не хватает также части верхней зоны с *Orthograpt. vesiculosus,* так что равномерная седиментация наступила лишь вместе с третьей верхне-силурийской граптолитовой зоной. Подобные отношения существуют и в Польском среднегорьи.

Верхний силур делится на три яруса, из коих нижний петрографически относительно однороден, тогда как выше можно установить сильные фациальные изменения.[1]

e a. Слои Литен; деление на три отдела: диплограптовые, приодоновые и дубнусовые слои вполне отчетливы. Петрографический облик характеризуется сланцами с возрастающим вверх содержанием извести. Верхняя часть может уже замещаться рифовыми известняками. Мощность горизонта доходит у Берауна до 400 *м.* Отличительной чертой этого горизонта являются диабазовые излияния в верхней его части; по временам соответствующие пластовые залежи оказываются также и в нижней части, даже в горизонте d_1^{α}.

Подразделение можно проводить следующим образом (снизу вверх).

ea 1. Диплограптовые слои Зелковицы. Фациально чередуются светлые глинистые, темные слюдистые и кремнистые сланцы с роговиками. Фауна состоит преимущественно из граптолитов и может быть подразделена на четыре подзоны; это, считая снизу вверх: *Diplogr. vesiculosus, Rastrites peregrinus, Rastr. Linnei, Monogr. turriculatus.*

Здесь следовательно мы имеем зоны 17—23, т. е. нижний и часть верхнего валента.

*ea*2. Приодоновые слои = слоям Мотола. Тут появляются частично уже известковые конкреции в сланцах, наверху даже сланцеватые известняки. В известняках имеются трилобиты *(Acidaspis mira, A. Prevosti, A. Roemeri, Arethusina Koninckі, Bronteus planus)* и брахиоподы (*Leptaena transversalis, Rhynchonella Sappho.* Из граптолитов *Monogr. priodon, M. vomerinus, Retiolites Geinitzianus, Stromatograptus* встречаются часто. Можно различить три подзоны (снизу вверх): *Mon. spiralis* var. *subconica, Cyrtograptus Murchisoni, Mon. riccartonensis.* Следовательно это — эквивалент зон 24—29 или самого верхнего валента и нижнего салопа (уэнлок).

---

[1] Списки ископаемых верхнего силура: E. Nowak. Geol. Untersuchung. im Südflügel des mittelböhmisch. Silurs. Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien, 1913. J. Perner. Über die silurische Fauna e_1 und e_2. Vrba-Festschrift. Böhm. Ak. d. Wiss. Prag. 1915. J. Perner u. O. Kodym. On the zonal division and correlation of the silurian of the Bohemia. Amer. Journ. of Science, 5 Ser., 4, 1922. F. Seemann. Das mittelböhm. Obersilur und Devon südwestlich von Beraun, Beitr z. Geol u. Pal. Österr.-Ungarns und d. Orients. 20, 1907. J. Želizko. Über die Fauna der Bande f, im mittelböhm. Silur. Verh. Geol. Reichsanst. Wien, 1898. O. Kodym und J. Koliha, Exkurs. géol. dans la vallée de Radotin et à Pridoli. Vestn. St. geol. Ust. IV, 3, 1928.

$e\alpha$ 3. Дубнусовые слои = слоям Бутовицы. Более светлые и темные известковистые сланцы с известковыми желваками и прослоями плотного известняка. К северо-востоку они замещены буроватыми плотными рифовыми известняками, которые не отделить от верхов горизонта $e\beta$ (фауну см. там). Эти рифовые известняки часто включают туфовый материал. По граптолитам их можно разделить на два отдела:

Нижняя подзона. Monograptus testis. Наряду с ними: *Dalmanites orba, Ampyx Rouaulti, Proetus dentatulus, Discina unguis, D. nana, Orthis honorata, Orthotheca fragilis.*

Верхняя подзона. Mon. colonus. Наряду с ними богатая фауна с многочисленными наутилоидеями: *Cyrtoceras vestitum, Gomphoceras clava, Ophidioceras proximum, Orthoceras epulans, O. socium, O. illudens, O. pleurotomum, O. styloideum, Ascoceras* cf. *Murchisoni, Cyrtolithes eximius, Eryzone tuboides, Orthonychia ampla, O. elegans, Platyceras longipes, Polytropis potens, Spirina patula, Sp. tubicina, Avicula glabra, Slava bohemica, Encrinurus Beaumonti, Bumastus Bouchardi.* Отдел соответствует зонам 30 и 31, быть может до 34, или границе нижнего и верхнего салопа (верхний уэнлок и нижний лудлоу, частично).

2β. Известняк Буднаны, мощность до 125 *м*. Этот отдел заключает две различных фации: на северо-западе залегают неясно-слоистые рифовые известняки серого и желтоватого цвета, неотличимые от нижележащих рифовых известняков зоны 2α 3, но шире ее по распространению.

Фауна, прежде всего, такая:

Halysites catenularia, Favosites asper, F. tachloviensis, Cyathophyllum prosperum, Cystiphyllum bohemicum, Omphyma grande, Orthoceras caduceum, O. endymion, O. pedum, O. valens, O. currens, Modiolopsis pupa, Spanila cardiopsis, Cardiola persignata, Conocardium dorsatum, Spirigera obolina, Atrypa inelegans, A. reticularis, A. squamma, A. Dormitzeri, Rhynchonella Niobe, Rh. nympha, Rh. princeps.

На юго-востоке рифовая фация прерывается мергелистыми, битуминозными и ясно слоистыми известняками, включающими сланцевые прослои.

По граптолитам можно выделить нижнюю зону с *Monogr. transgrediens* и верхнюю с *Monogr. ultimus.* Прочая фауна допускает деление на три горизонта, при котором оба верхние подгоризонта соответствуют верхней граптолитовой зоне. Вот они, считая снизу вверх:

1. Толстослоистый серый *цефалоподовый* известняк с прослоями сланцев: *Orth. nobile, O. bohemicum, O. Janus, O. explanatum, Cyrtoceras Murchisoni, C. vernum, Gomphoceras cylindricum, Ophidioceras simplex, Encrinurus Beaumonti, Calymmene Baylei, Harpes ungula, Cyphaspis Burmeisteri, C. depressa, Cheirurus insignis, Proetus striatus, Lytospira subuloidea, Murchisonia Latona, Loxonema Beraunense, Cardiola*

bohemica, C. interrupta, C. grandis, Dualina excisa, Rhynchonella Sappho.

2. Светлосерые или темные известняки с бесчисленными *брахиоподами*. Главным образом *Atrypa linguata*, рядом *Pentamerus, Cyrtia, Merista, Rhynchonella* и др.
3. Черные, битуминозные *криноидные* известняки. Наряду с богатыми по количеству члениками стеблей криноидей, часто попадаются: *Cardiola interrupta, Orthoceras neptunicum, O. severum, O. potens, O. pelagicum, O. temporans, O. extenuatum, O. socium, O. rivale.*

Горизонт $e\beta$ соответствует граптолитовым зонам 35 и 36 или части нижнего лудлоу.

$e\gamma$. Известняки Лохкова. Этот верхний отдел силура часто менял свое стратиграфическое положение. Эм. Кайзером (1884 г.) он сперва был отнесен в силур, потом Новак, Фрех, Гольцапфель сочли его девоном, тогда как Ян вновь передвинул его в силур. Новые исследования Пернера и Кодыма говорят за то, что бо́льшая часть этого горизонта во всяком случае должна считаться силуром.

Горизонт этот представлен двумя фациями, но они дают множество переходов.

Рифовая фация состоит внизу из темных, наверху из более светлых известняков с неясной слоистостью, напоминая девонские известняки Коньепруса и переходя в них, но отличительным признаком является то, что эта фация содержит роговики. Коралловая фауна в низах еще очень схожа с силуром и имеет силурийский облик. Чаще, нежели эта чистая рифовая фация, встречаются переходные образования к

Нормальной фации темных, плитчатых известняков с прослоями сланцев. Для этих известняков характерно обильное присутствие герцинелл, многочисленных цефалопод с поразительно тонкой раковиной, моллюсков и богатое содержание спикулей губок. Мощность доходит до 100 *м*. В виде последних граптолитов встречаются *Monograptus hercynicus* и *M. Kayseri*. Снизу вверх различаются три зоны:

1. Черные толстослоистые известняки с полосами включенных сланцев. Ископаемые редки, иногда попадаются рыбы, частично принадлежащие к девонским родам.
2. Тонкорассланцованные известняки со сланцами. Богатая фауна: *Orthoceras bifrons* и др., *Cyrtoceras adornatum* и др., *Hercynella bohemica* и др., *Rotellomphalus tardus, Strophostylus gregarius, Stylonema solvans, Dalila obtusa, D. resecta, Lunulicardium analogum* и др., *Panenka amoena, P. grate*, гигантостраки, филлокариды и т. д. Эта фауна содержит, по Херитшу, 51% специфических видов, 8% таких, которые встречаются кроме того еще и в зонах $e\alpha + e\beta$, 14% встречающихся также и в f и 31% таких, которые проходят насквозь от $e\alpha$ до f. Облик поэтому еще ясно выраженный силурийский.

3. На этих двух горизонтах залегают черные и серые сланцеватые известняки и сланцы, которые содержат кроме *Monograptus hercynicus* уже несколько иную фауну: *Spirifer inchoans, Sp. Nerei, Sp. digitatus, Atrypa canaliculata, Pentamerus Janus, Pent. linguifer, Cyrtia trapezoidalis, Discina intermedia, Avicula migrans, Av. pusilla, Cardium ornatissimum, Conocardium aptychoides, Nucula elegans, Hyolithes intermedius.* В верхних частях этого нижнего горизонта появляются трилобиты, которые обладают уже девонским характером: *Acidaspis vesiculosa, Scutellum umbellifer, Crotalocephalus gibbus, C. Sternbergi, Cyphaspis hydrocephala, Harpes microporus, H. venulosus, Phacops miser, Proetus heteroclytus, P. lepidus, P. micropyge.* Пять из этих видов переходят выше в девон, лишь один $e\beta$.

Так как эти известняки совершенно согласно перекрыты эквивалентами рифовых известняков Коньепруса, которые еще частично содержат схожую фауну, то вполне мыслимо, что названные верхние трилобитовые зоны относятся уже к нижнему девону. Пернер и Кодым ставят их в даунтон, а как замечает Кегель,[1] следует не упускать из вида, что недавно в Англии и во Франции граница между силуром и девоном опущена под даунтон. Тогда обе эти нижние части лохковского известняка окажутся додаунтонскими (лудлоу), и лишь один верхний трилобитовый слой может действительно считаться даунтоном. Мощность лохковских известняков у Берауна достигает 100 *м*.

5. ДЕВОН[2]

Особо характерным признаком богемского палеозоя является наличие полнейшего согласия между силуром и девоном, т. е. отсутствие каких-либо каледонских движений. Отсюда при истолковании пограничных горизонтов возможна некоторая произвольность, на что уже указывалось выше. Стратиграфия девона усложнена резкой сменою фаций и включением мощных рифовых известняков. Если даже исследования далеко еще не закончены, все же можно по данным, полученным на сей день, составить следующую схему.

[1] Ср. W. Kegel, Über obersilurische Trilobiten a. d. Harz und dem rhein. Schiefergebirge. Jb. pr. geol. L. 58, 1927.

[2] Старое и новое обозначения так относятся друг к другу:

H . . . . . h	
Gg_3 . . . . . g_1^γ	$Gg_1\beta$ . . . . . g^{α}_2
Gg_2 . . . . . g^β	Gg_1 . . . . . g^{α}_1
$Gg_1\gamma$ . . . . . g^{α}_3	Ff_2 . . . . . f_1

Списки фауны: f u ga: F. Seemann, Das mittelböhm. Obersilur und Devongebiet südwestl. von Beraun. Beitr. z. Geol. u. Pal. Österr. — Ung. u. d. Orients XX, 1907; f, g u h: E. Kayser u. E. Holzapfel, Über die Stratigraphische Beziehungen der böhmischen Stufen F, G und H zum rhein. Devon. Jahrb. K. K. Reichsanst. 44, 1894. J. Zelizko, Über die Fauna der Bande f_1 im mittelböhmisch. Silur. Verh. K. K. Reichsanst. 1898. Nowak, Zur Kenntnis der Fauna der Etage F_1. Sitzber. böhm. Ges. d. Wiss., 1886.

f — рифовый известняк Коньепруса или плитчатый известняк Косожа. Рифовые известняки Коньепруса — это белые кристаллические известняки, частично слоистые, частично не имеющие никаких следов слоистости. Мощность колеблется от 20 до 60 *м*. Фауна отличается ребристыми брахиоподами, толстостворчатыми моллюсками и убыванием, либо даже отсутствием трилобитов и головоногих.

Как определяющие виды, можно упомянуть:

Spirifer Nerei, Sp. secans, Sp. sericeus, Pentamerus Sieberi, P. acutolobatus, Rhynchonella princeps, Rh. nympha, Strophomena Stephani, Orthis palliata, Retzia Heidingeri Karpinskia, Atrypa comata, Streptorhynchus distortus, Strophomena Bouei, Cyrtina, Terebratula nulonica, Meristella Circe, Pentamerus optatus, Merista herculea. Из гастропод: *Platyceras selcanum, Pl. Zinckeni, Platyostoma naticoides, Trematonotus fortis, Horiostoma tubigerum, Murchisonia Davyi, Polytropis Guilleri, Pleurotomaria, Euomphalus.* Кроме того: *Conocardium bohemicum, Goniophora secans, Proetus bohemicus, Harpes venulosus, Bronteus palifer, Favosites Goldfussi, Cyathophyllum expansum, Rizophyllum* и др.

Того же возраста слоистая фация залегает в известняках Косожа всего в 3—4 *м* мощности; переход совершается иногда на ближайших расстояниях. Можно в то же время различать два подгоризонта:

1. Битуминозные серовато-черные известняки с тентакулитами *Hyolithes intermedius, Astarte incerta, Discina intermedia, D. signata, Orthis interjecta, O. firma, Atrypa canaliculata, Spirifer Nerei, Pentamerus linguifer, Harpes microporus, Crotalocephalus gibbus, Acidaspis lochkovensis, Proetus micropygus, P. lepidus.*
2. Битуминозные известняки с глинистыми пластами: *Strophomena comitans, St. emarginata, Rhynchonella princeps, Spirifer superstes, Merista passer, Glassia obovata.*
   Кроме того: многочисленные ортоцератиты, циртоцерасы и гироцерасы.

G*a*. Браникские известняки, ранее обозначавшиеся Кайзером как мнений, а Фрехом — как грейфенштейнские известняки. Фациальные отношения, в особенности в низах, сильно запутаны, ибо рифовая фация местами доходит до средины горизонта G. Мощность всего отдела у Берауна определяется в 280 *м*. Можно для всего комплекса, взятого вместе, назвать следующую фауну:

Petraja, Clodochonus, Tiaracrinus rarus, Proteocystites flavus, Spirifer indifferens, Sp. orbitatus, Merista passer, M. securis, Rhynchonella Baucis, Athyris Thetis, Leptaena tenuissima, Platyceras, Halfari, Pl. disjunctum, многочисленные *Orthoceras, Cyrtoceras, Gyroceras,* первые гониатиты: *Aphyllites fidelis, Anarcestes praecursor, Pinacites, Mimoceras,* много трилобитов: *Phacops fecundus, Ph. breviceps, Ph. zorgensis, Lichas Haueri, Acidaspis vesiculosa, Harpes reticulatus, H. montagnei, Odontochtile Reussi.*

Стратиграфическая таблица баррандова палеозоя

	h	слои Србско			80—100 *м*	(?) верхний
	gγ	известняки Глубочепа			80 *м*	
	gβ	тентакулитовые сланцы Далейи			10—20 *м*	средний
Браникские известняки	$g\alpha_3$	пятнистые известняки Злихова			280 *м*	
	$g\alpha_2$	массивные известняки Прокопа				
	$g\alpha_1$	рифовый известняк Сливенца	красные мергелистые известняки Репорыя	дворецкий известняк		
	f	рифовый известняк Коньепруса	битуминозные известняки Косожа		2—60 *м*	нижний
Девон						
	eγ	известняки Лохкова *Monograptus hercynicus* 100 *м*	рифовый известняк с роговиками		черный известняк с трилобитами	
					тонкослоистые сланцы и известняки	
					толстослоистые известняки	
	eβ	известняк Буднаны 125 *м*	желтоватые рифовые известняки	*Monogr. ultimus*	криноидный известняк	
					брахиоподовый известняк	
				Monogr. transgrediens	цефалоподовый известняк	
	eα	слои Литена 400 *м*	рифовый известняк	*Monogr. colonus*, *Monogr. testis*	дубиусовая зона = известняковым сланцам Бутовицы	
				Monogr. riccartonensis, *Cyrtograptus Murchisoni*, *Monogr. spiralis*	приодоновая зона = известнякам Мотола	
				Monogr. turriculatus, *Rastrites Linnei*, *Rastrites peregrinus*, *Diplograptus vesiculosus*	диплограптусовые сланцы Зелковицы	
Верхний силур						

		Несогласие			
	dζ		грауваккн Здиры		600 *м*
	dε	загоранские слои	сланцы Нучицы грауваккн Хрустеницы		500 *м*
	dδ		драбовский кварцит		175 *м*
	dγ	слои Осека и Квана	$d\gamma_2$ добротивские сланцы $d\gamma_1$ светлые сланцы		50—60 *м*
	dβ	комаровские слои			40—70 *м*
	dα	слои Крушной горы	олешнинские сланцы и грауваккa грауваккн с роговиками и диабазом базальные конгломераты и тшеницкая грауваккa	около	40 *м*
Нижний силур					
		Несогласие			
	cγ	конгломерат Бжезовой горы	порфиры и порфириты Кшивоклята и Рокычан		200—500 *м*
	cβ	сланцы Инцы на юго-западе 0—120 *м*	$c\beta_3$ возницкий конгломерат $c\beta_2$ скрейский сланец с *Paradoxides* $c\beta_1$ песчаник и конгломерат Тейровицы песчаник с *Orthis* $c\alpha_4$ милечский конгломерат	на юго-востоке	до 250 *м*
	cα		$c\alpha_4$ тшемошнский конгломерат $c\alpha_3$ грауваккa Садека и Богутина $c\alpha_2$ конгломерат Глубоша $c\alpha_1$ конгломерат Житеча		20—80 *м* 60—120 *м* 300—600 *м* 135—350 *м*
Кембрий					
		Несогласие			
	cγ	послеспилитовая грауваккa и сланцы конгломерат (поместное распространение)			
	cβ	кремнистые сланцы спилиты и квасцовые сланцы			
	cα	доспилитовые грауваккa и сланцы слюдистые сланцы			
Альгонний					

Фациально и петрографически возможно деление на три части:

1. Нижний горизонт $g\alpha_1$ известен в трех фациях:
   а) в виде неслоистого рифового известняка Сливенца соответствующего нижнему коньепрусскому рифовому известняку, но розоватого цвета;
   б) в виде слоистого красного мергелистого известняка Репорья — наиболее широко распространенная фация, часто в стороны переходящая в рифовые известняки;
   в) в виде серых плитчатых известняков Двьрца на северо-востоке, распространенных в наибольшем удалении от рифов.
2. Средний горизонт $g\alpha_2$, или известняки Прокопа — голубовато-серые или буроватые плотные известняки, частью слоистого, частью неслоистого строения.
3. Верхний горизонт $g\alpha_3$ или известняки Злихова — серые желваковые известняки со включениями кремней. *Odontochtile Hausmanni* и *Phacops cephalotes* здесь особенно характерны. Углубление моря повело к исчезновению рифовой фации и вместе с тем к более однообразным условиям.

В то время как совокупность горизонта $g\alpha$ ранее относилась еще к нижнему девону, теперь чешские геологи (Кодым) начинают видеть в верхнем подотделе $g\alpha_1$ еще нижний девон, зато в $g\alpha_2$ и $g\alpha_3$ уже представителей низов среднего девона (см. таблицу на стр. 466—467).

$g\beta$. Слой Далейи — тентакулитовые сланцы. По преимуществу серые, зеленоватые известковистые сланцы, реже — желваковые мергелистые известняки. Мощность доходит до 10—20 *м*.

Фауна состоит из: *Tentaculites elegans, T. acuarius, Styliolina clavulus, St. striatula, Leptaena subtransversa, Phacops zorgensis, Ph. fugitivus, Proetus superstes, Acidaspis derelicta, Bronteus clementinus, Leperditien, Orthoceratidae, Giroceras tenue, Aphyllites zorgensis, Aphyllites fecundus, Astarte subrotunda, Avicula insidiosa, Cardium cunctatum, Lunulicardium Halli, Naticellae, Hercynellae, Hyolithes, Atrypa obovata, A. ultima, Chonetes novellus, Discina tarda, Spirifer expectans, Favosites, Petraja, Ischadites bohemica.*

$g\gamma$. Известняки Глубочепа. Слоистые желваковые, внизу красноватые, наверху серо-голубые — до желто-серых, с кремнями. Они содержат обильную фауну брахиопод и моллюсков, из коих следует привести:

Aphyllites occultus, A. Dannenbergi, A. angulatus, Anarcestes vittiger, A. neglectus, An. lateseptatus var. *plebejus, Mimoceras gracile, Hercoceras subtuberculatum, Gyroceras proximum, Orthoceras pastinaca, Jovellania.* Из моллюсков: *Gibbopleura recumbens, Kralovna aviculoides* и др., *Lunulicardium amplum, Panenka barbara* и др., *Sestra bisulcata* и др., *Praelucina* и т. д. Кроме того: *Pleurotomaria, Hercynella, Tentaculites, Phacops fecundus, Odontochtile Reussi, Proetus comatus, Atrypa obovata, A. Thetis, Chonetes novellus, Discina tarda, Pentamerus solus, Strophomena comitans, Dipnoites Perneri.*

Мощность в среднем дается в 80 *м*. Слои соответствуют при-

близительно верхним виссенбахским сланцам (верхней части кальцеоловых слоев).

h. Слои Србско (= сланцам Гостина). Они представляют собою чередование глинистых сланцев, граувакк и песчаников серо-зеленого и темносерого цвета. В средних частях попадаются прослои кварцитов. Фаунистическое содержание уже довольно скудное; все же следует назвать трилобитов *(Phacops, Proetus)*, головоногих *(Aphyllites, Gyroceras, Orthoceras)*, моллюсков *(Avicula, Lunulicardium, Posidonomya, Buchiola* cf. *retrostriata)*, плеченогих *(Atrypa obovata, Chonetes novellus, Discina, Lingula)* и тентакулитов. Слои имеют особенный отпечаток благодаря содержанию в темных сланцах довольно частых растительных остатков (*Hostinella* и др.). В низах был найден *Stringocephalus Burtini;* более высокие немые части быть может уже относятся к верхнему девону. Мощность доходит до 80—100 *м*, но так как тут дело касается самого верхнего, частично вероятно смытого комплекса, то она в действительности по большей части меньше.

Очень часто на поверхностях расколов сланцев попадаются фукоидовидные следы, так что Кодым говорит прямо о флишевой фации. Во всяком случае тут перед нами образования мелкоморья, причем отступание моря совершалось довольно быстро. В отношении этой регрессии, в верхнем девоне Богемская область резко расходится с северными частями варисских гор. Отношения сильно напоминают те, что имеются в Подолии, с которой вообще весь богемский девон имеет известное сходство (ср. т. I, стр. 288—289).

6. ЭПЕЙРОГЕНЕЗ В БАРРАНДОВОМ ПАЛЕОЗОЕ

О мощности альгонкия ничего не известно. Древний палеозой имеет максимальную, но нигде целиком не существующую мощность в 4 500 *м*, главная часть которой падает на обломочные кембрийские и нижне-силурийские осадки. Но так как кембрий к северо-востоку выпадает вовсе, то можно остановиться на минимальной мощности в 2 500 *м*.

Пересмотрим теперь все палеогеографическое развитие в совокупности.

Выравненное альгонкское горное основание (горный остов) во время нижнего кембрия охвачено отрицательным движением. Опускание начинается на юго-востоке позднейшей мульды и распространяется к северо-западу. Сперва оно имеет местный характер, но связано со значительной денудацией окружающих высот, так как конгломераты и граувакки местами имеют мощность свыше 1 000 *м*. Лишь в среднем кембрии опускание приобретает региональный характер и приводит к иммиграции фауны, правда еще очень мелководной (мелконеритической). Связь со Швецией и Англией намечается именно в этом направлении. Отложение осадков повидимому имеет место в заливе. Верхний кембрий охвачен вновь поднятием, связанным с интенсивной вулканической деятельностью.

На выравненную таким путем сушу трансгредирует ордовицкое

море *(VIII, 38)*. Зависящее от этого опускание довольно интенсивно и связано с вулканической деятельностью (dα), потом становится все неуклоннее и медленнее, ибо все время оно компенсируется седиментацией; большею частью псаммитовые осадки имеют, несмотря на свою доходящую до 1 500 *м* мощность, характер мелководных вплоть до самых верхов нижнего силура. Характер этого моря напоминает в значительной мере условия в Балтике и Польше, а поэтому можно почти с уверенностью говорить о связи на северо-востоке, хотя бы и неполной (с теми бассейнами), а кроме того повидимому существует связь и с Тюрингенской областью.

Во время готландия условия в корне изменяются. Псаммитовая седиментация прекращается, начинается преобладание отдаленных

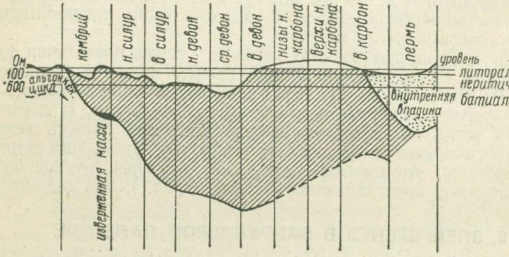


Рис. 142. Эпейрогеническая кривая баррандова палеозоя.

от суши известняков. Характер становится неритическим до батиального; опускание уже не компенсируется седиментацией, но протекает дифференциально, причем рифовые известняки говорят за неуклонно идущий отрицательный процесс, тогда как слоистая фация — скорее за быстрое понижение, а затем за относительно установившееся развитие. Эти тенденции господствуют еще и в нижнем девоне; вместе с тем развивается однако ясно выраженное противоречие со Средней Европой, где подобные отношения получаются лишь в исключительных случаях; все указывает на связь с юго-востоком (Подолией) и с югом (Карнийские Альпы). В среднем девоне исчезает рифово-известняковая фация, глубоко неритические до батиальных отложения в горизонтах $g\alpha$ — $g\gamma$ указывают на усиливающееся опускание и на установление новой связи в северную сторону, быть может простирающуюся до самых восточных Судет и за них (см. гл. IX). К началу верхнего девона эта связь окончательно прерывается вследствие поднятия и заполнения. Этим отчетливо определяется обособленное историческое положение баррандового палеозоя.

7. ИНТРУЗИИ И ТЕКТОНИКА В БАРРАНДОВОМ ПАЛЕОЗОЕ

Древне-палеозойская область средней Богемии впервые была сложена в складки до кембрия; однако еще не удалось определить бесспорно направление и размеры этих складок. Во всяком случае эта складчатость отклоняется по характеру от варисского типа местами довольно резко, и все же видимо она была весьма интенсивна. При этом следует помнить, что палеозойские движения разыгрывались в области в достаточной мере затвердевшей, чем и объясняется их относительно малая интенсивность. Покровной структуры в этом центральном районе варисской дуги нет, скорее тут картина движений, сильно напоминающая «саксонскую» глыбовую складчатость.

Далее что касается возраста этих движений, то следует отметить, что все они принадлежат позднe-палеозойскому циклу: *нет никаких следов каледонского горообразования.* В пределах варисского цикла однако вполне определенная хронология невозможна, ибо последующие более молодые отложения после верхнего девона Србско принадлежат уже несогласно залегающему верхнему карбону средней Богемии; значит имеется порядочный промежуток времени между бретонской и судетской фазами. [1]

Относительную возрастную характеристику складчатых процессов пытался дать Кеттнер *(VIII, 48, 49)* на основании включенных изверженных пород. Некоторые части его схемы остаются в силе.

А. После кембрийских и нижне-силурийских излияний, которые подчинены целиком предварительной фазе складчатости, иначе говоря, предшествующему ей опусканию, молодой вулканизм, по Кеттнеру, наступает значительно позже. Древнейшими из этих «послеосадочных эрупций» являются пластовые жилы и лакколиты порфиров и порфиритов в юго-восточной части большой мульды в районе Мнишек-Давле и у Точны в Верхне-молдавской области. Речь идет частично о пластовых жилах, частично о переходных формах к мощным лакколитам (типа кедрового дерева, Zederbaumtypus). К тому же времени относятся связанные с ними пластовые жилы диабаза. Определенная установка возраста невозможна, так как породы встречены внутри альгонкия. Во всяком случае они старше варисской складчатости, которая деформировала их. Кеттнер относит их предположительно ко времени поднятия области из моря, т. е. к верхнему девону и таким образом рассматривает их как первых предшественников варисского вулканизма. Он предусматривает правда также и возможность их связи с независимой более древней эруптивной фазой. Эту возможность не так давно подчеркнул Шёйман *(X, 41)*, который указал на родство этих пород с верхне-кембрийским эффузивным магматическим циклом.

В. Моложе, по Кеттнеру, некоторые своеобразные породы, которые встречаются также в юго-восточном крыле мульды, в кембрии и альгонкие, на краю средне-богемского гранитного штока *(VIII, 50)*. Там имеются:

[1] Астурийская фаза сюда не относится, так как в верхнем карбоне Пильзена имеются вестфальские слои.

1. Так называемая эйлерская зона, простирающаяся на ССВ полоса между альгонкием и средне-богемским гранитом, состоящая из сильно сдавленных порфиров, порфиритов, аплитов и т. д. вдоль по Молдаве.
2. Диабазовые дайки того же ССВ простирания между Молдавой и Шазавой у Давле и Стеховицы. Они также носят признаки сильного сжатия и расслацевания в северо-северо-восточном направлении, но они прорывают эйлерскую зону, а потому несколько моложе.
3. Пластовые дайки и штоки порфира и порфирита у Добриша и Козьей горы.
4. Диабазовые дайки северо-южного простирания у Добриша и Пшибрама.

Относительный возраст этих четырех видимо друг с другом связанных серий, по Кеттнеру, явствует из того, что они следуют ССВ—ЮЮЗ или северо-южной системам трещин, и что эта трещиноватость современна первой фазе складчатости или моложе ее. В районе Пшибрама особенно важно, что диабазы обрываются у больших продольных нарушений первой фазы складчатости (Летенская трещина), следовательно моложе последней. Шёйман *(X, 41)* напротив думает, что сильно дифференцированные породы эйлерской зоны с их интенсивным рассланцеванием и петрографически родственные порфиры у Козьей горы вряд ли можно причислить к варисскому циклу,— гораздо скорее они принадлежат к кембрийской эруптивной фазе. Диабазы напротив могут принадлежать и варисскому циклу (предварительной фазе его).

С. Затем следует интрузия большого Средне-богемского гранит-диоритового массива, северо-западная граница коего повидимому на большом протяжении совпадает с уже существовавшими продольными нарушениями первой фазы складчатости. Некоторые выходы, как например кварцевый диорит Богутина, лежат тоже в такой древнейшей зоне разломов. Так как гранит содержит включения пород эйлерской зоны, то он во всяком случае моложе ее.

D. За гранитом следуют многочисленные дайки производных гранитной магмы и надо думать — в таком порядке по возрасту:

1. Минетты и керсантиты.
2. Диорит-порфириты, кварцевые порфириты и т. д.
3. Аплиты и пегматиты.

Е. За ними идет гидротермальная фаза варисского вулканизма, характерная множеством важных рудных жил области. Кеттнер дает для них следующую схему:

Перимагматические	Среднего связующего типа		Апомагматические
Золото-кварцевые жилы	Антимонит-галенитовые жилы Богутина	Железняковые жилы к югу от Пшибрама	Серебро-свинец-цинксодержащие жилы и тощаковые руды Пшибрама

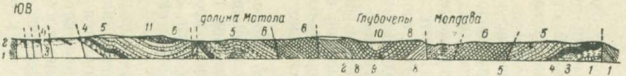


Рис. 143. Сводный разрез через баррандову мульду. По О. Кодыму.

1—альгонк; *2*—лидиты альгонка; *3*—ордовиций d_1; *4*—ордовиций d_2; *5*—ордовиций d_3; *6*—ордовиций d_4; *7*—готландий; *8*—коньепрусский известняк; *9*—браницкий известняк; *10*—далейский сланец; *11*—мел.



Рис. 144. Разрез через центральную часть пражской мульды. По О. Кодыму.



Рис. 145. Разрез через южное крыло баррандова комплекса у Пшибрама. По Р. Кеттнеру.

Некоторые аплиты повидимому еще моложе, чем жильное заполнение (Либиче).

В этой вулканической последовательности место гранитов и их жильного комплекса по структуре и положению совершенно ясно связано с замирающей фазой варисской тектоники, не вызывает сомнений и отношение диабазов к этой складчатости. Нет полной уверенности, как уже сказано, в принадлежности сильно рассланцованных пород эйлерской зоны к варисскому циклу. Здесь быть может дело касается более древних элементов.

Тектонически древне-палеозойская область представляет собою большую, простирающуюся в северо-восточном направлении мульду, которая постольку несимметрична, поскольку кембрий отсутствует в северо-западном крыле ее, зато там альгонкская кайма разбита шире, нежели на юго-востоке.

В пределах этой большой мульды господствует весьма запутанная, однако судя по новейшим исследованиям, безусловно закономерная структура. При этом складчатость отступает на задний план в сравнении с многочисленными далеко прослеживаемыми разломами, которые в северо-западном крыле имеют юго-восточное падение и характер небольших надвигов. Ось громадной мульды поэтому приподнята, даже выжата. Благодаря такому механизму юго-западный край разбит на отдельные чешуи с простиранием с СВ на ЮЗ, которые например в Пшибрамском районе известны в виде сланцевой зоны альгонкия и грауваккоовой зоны кембрия уже с давних пор. Плоскости контактов средне-богемского гранита могут также принадлежать этой же системе разломов.

Вероятно к этому времени относится и весь комплекс многочисленных поперечных разломов СЗ — ЮВ направления, которые позже сыграли важную роль. При ослабевании горообразовательного давления возникли нормальные далеко простирающиеся сбросы с тенденцией к опусканию осевой области. Этою тектоникой характеризуется первая фаза или *продольное складкообразование.*

Как уже сказано, простирающийся с СВ на ЮЗ пучок складок рассечен громадным количеством поперечных нарушений, направленных с ЮВ на СЗ. У Пшибрама сюда присоединяются еще трещины северо-южного простирания и диабазовые дайки, которые во всяком случае старше гранита. Если возникновение этих нарушений и возможно причислить к первой фазе складчатости, то окончательная их выработка без сомнения относится к более позднему времени. Оказывается, что по этим направлениям существуют не простое опускание или не простые поперечные сдвиги, но что они носят отчасти характер обратных нарушений, представляя упор, расположенный перпендикулярно первоначально действовавшим давлениям. Образовавшаяся в первую фазу система северо-восточных складок с продольными разломами разбита ими на целую мозаику приподнятых и опущенных поперечных кусков, которые вследствие поперечного противодавления приняли вид куполов и котловин — брахиантиклиналей и брахисин-

клиналей *(VIII, 51)*. Далее результат противодавления проявляется по Кодыму, в виде тектонических угловых несогласий, — у поперечных разломов отдельные глыбы этой зоны надвинуты друг на друга под углом так, что непрерывность простирания с СВ на ЮЗ сильно нарушается (рис. 146).

Совокупность этих явлений понимается Кеттнером и Кодымом как вторая фаза или фаза поперечной складчатости в варисском горообразовании. Кеттнер исходит при этом из того соображения, что направление складчатости постепенно изменилось; после первой фазы с простиранием с СВ на ЮЗ возможно сперва раскалывание в направлении простирающейся с ССВ на ЮЮЗ эйлерской зоны, связанное с некоторыми параллельными надвигами, которые направлены на ЗСЗ, т. е. в направлении, противоположном надвигам, свойственным первой фазе в юго-восточном крыле. К этому примкнуло излияние пород эйлерской зоны (В 1 и 2, см. выше); все усиливавшееся и все более превращавшееся в широтное противодавление привело затем к раздавливанию эйлерской зоны и к поперечной складчатости всей области; в эту пору произошло излияние диабазов. Явления второй фазы варисской складчатости таким образом следует хронологически расположить так:

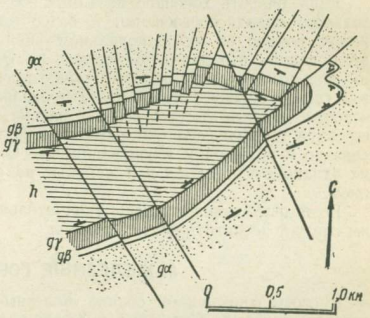


Рис. 146. Глубочепская котловина. По О. Кодыму.

1. Раскалывание в ССВ — ЮЮЗ направлении.
2. Интрузия эйлерских пород и порфиров и порфиритов Добриша и Козьей горы.
3. Милонитизация эйлерских пород, надвиги на ЗСЗ, возникновение северо-южных трещин.
4. Интрузия диабазов.
5. Собственно поперечная складчатость с осями, простирающимися с СЗ на ЮВ, частичное раздробление диабазов.

Направление сжатия также сворачивает от ЮВ — СЗ против часовой стрелки к СВ — ЮЗ. В результате получается винтообразное закручивание пластов горных пород, которые заполняют обширную баррандову мульду. Само собой понятно, что это кручение верхних слоев коры и создало то пространство, в которое в более глубокой зоне и проник средне-богемский гранит. Его внедрение является глубинным коррелятом поперечной складчатости и оказывается как бы ее заключающим моментом. Наличие

этой второй фазы, несмотря на недавно высказанное Ульрихом[1] возражение, кажется весьма правдоподобным. Принадлежность же к ней рассланцованных эйлерских эруптивов наоборот еще требует обсуждения.

Третья фаза орогенеза состоит наконец из более слабого образования разломов, которые отчасти заметны и внутри гранита, но прежде всего проявляются в разломах отдельных альгонкских и древне-палеозойских покровных глыб; Кеттнер сводит ее к застыванию массива. Последние жилообразные продукты производных той же магмы и руды причисляются к этой фазе. Существование трех этих фаз и их порядок с уверенностью обоснованы последними многочисленными наблюдениями. Под вопросом быть может остается еще постепенный поворот направления складчатости, по поводу которого и Кеттнер высказывается с осторожностью.

Если считать хорошо доказанным более древний возраст продольного складкообразования и более молодой — поперечного, то встает вопрос об их региональном значении. В зависимости от этого важно, что далее на востоке, на Эльбе, в Железных горах, имеется один элемент, который также простирается с СЗ на ЮВ и тем самым образует нечто вроде продолжения поперечной складчатости. Железные горы обычно рассматриваются как непосредственное продолжение баррандова комплекса, которое дугообразно связано с ним под меловой равниной. Стратиграфия и тектоника их однако отклоняются и указывают на связь с судетским строением.

Если далее отношения еще окончательно и не выяснены, все же им следует посвятить несколько слов.

8. ЖЕЛЕЗНЫЕ ГОРЫ

В своем современном облике Железные горы представляют полугорст, который постепенно к северо-востоку исчезает под меловым плащом Восточно-богемской равнины, на юго-западе же круто обрывается у равным образом заполненной меловыми отложениями дубравской впадины. Их северо-западные отроги переходят прямо через Эльбу у Эльбштейница, на юго-востоке их филлиты граничат с довольно повидимому значительной дислокационной линией у гнейсов Саарской области (см. стр. 439).

Молодая тектоника и морфология обнаруживают здесь некое единство, которое более древней историей отнюдь не обосновано; однако здесь видимо в структуре приняли участие самые разнородные элементы.

Юго-западный круто обрывающийся край гор в огромном большинстве сложен молданубскими гнейсами, на которых залегают амфиболовые и слюдистые сланцы. Гнейсы образуют узкую краевую полосу в северо-западной части гор, несколько более широ-

[1] Vestn. st. geol. Ust. II, 1926, стр. 120. Ulrich думает, что была лишь одна фаза, которая обусловлена давлением изменчивого направления, ибо сложенный в складки альгонкий и нескладчатый палеозой вели себя неодинаково. Часть поперечных нарушений могла произойти значительно позднее.

кую на юго-востоке. На северо-западе это — роговообманковые гнейсы, переходящие к югу в двуслюдистые и полосатые биотитовые гнейсы. Здесь они простираются постоянно с СЗ на ЮВ и падают с средней крутизной к северо-востоку. В верхах, т. е. на северо-востоке, появляются амфиболово-гранатовые сланцы и затем слюдистые сланцы, которые в общем обладают тою же тектоникой.

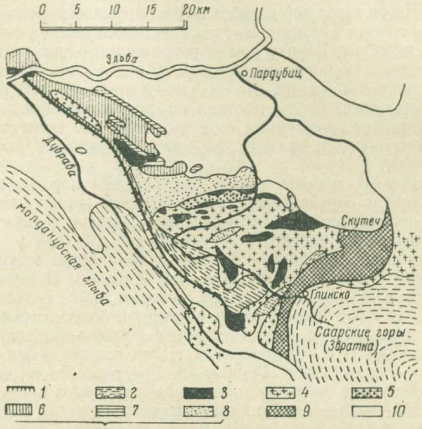


Рис. 147. Карта Железных гор на основе обзорной карты Богемии 1924 г.

1—краевой разлом; *2*—гнейс; *3*—амфиболит; *4*—гранит и его разности; *5*—порфир; *баррандов палеозой*: *6*—альгонк, *7*—кембрий, *8*—силур-девон; *9*—палеозой юго-восточных Железных гор—Скутечское окно; *10*—мел и покров более молодых отложений.

На юго-востоке лежит двуслюдистый гнейс с включениями биотитового гнейса, который находится в контакте то с гранитом, то с филлитами.

Таким образом по юго-западному краю залегает типичная молданубская ассоциация, которая еще подчеркивается случайными включениями мраморов и гранулитовых пород.

Для остальной восточной части гор важной границей служит обширный нассабергский гранитный шток, который прорывается вкрест простиранию всех прочих пород, разделяя их на два стратиграфически и тектонически различные комплекса. На севере находится область, стратиграфически принадлежащая к баррандову палеозою, в общем СЗ—ЮВ простирания; но с приближением к граниту последнее резко отгибается в широтное; падение

направлено под гранит. На юге лежат палеозойские отложения иного рода с господствующим северо-южным простиранием.

Нассабергский гранит поэтому вдвинут по важной тектонической границе, раз он даже в отрогах своих является разделяющим фактором между гнейсами и баррандовым палеозоем. Да и меньший выход гранитов в Бернардове, который подчинен общему северо-западному простиранию, кажется связанным с гнейсо-филлитовой границей.

Петрографически нормальная фация крупнозернистa, состоит из серого биотитового гранита, который по краям являет ясную параллельную текстуру. Наряду с этим встречаются однако и диоритовые и габброидные разности, и повидимому более молодой красный богатый ортоклазом гранит. По северному краю массива распространена сланцеватая, частью плотная порфировая фация.

Заслуживает упоминания еще, что в граните встречаются большие глыбы гнейса и мрамора, которые возможно являются обломками кровли.

К северу от гранита между тем развиты породы, которые во всем схожи с баррандовым комплексом, но только не содержат столько окаменелостей, как последний. Все же можно различить в них следующие члены:

1. Филлиты, кремнистые сланцы и граувакки, можно сказать, идентичные с альгонкскими западной Богемии. В низах они как будто бы связаны со слюдистыми гнейсами, даже падают частично под них. В свите можно внизу различить богатые графитом филлиты с кремнистыми сланцами, выше — диабазовые туфы и граувакковые сланцы с конгломератом. И внутри их можно усмотреть аналогию с альгонкием. Группа эта простирается на севере в СЗ направлении при северо-восточном падении, далее к югу — простирание с востока на запад с южным падением.

2. Кварцевые конгломераты, часто перекрытые сланцами, стоящими в связи с диабазами. Петрографически эти слои еле можно отличить от тшемошнских конгломератов ($C\alpha_4$) и от парадоксидовых сланцев ($C\beta$) из Инцы; в диабазах же может быть мы имеем эквивалент верхнего кембрия.

3. Свита черных богатых мусковитом сланцев, на них темные и светлые кварциты, потом снова черные графитовые сланцы, наконец наверху черные известняки с криноидеями и ортоцератитами и более светлые известняки с криноидеями, брахиоподами и кораллами (подольские известняки).

В самих Железных горах по сие время не найдено в этой верхней свите вполне определимых окаменелостей. Напротив Ян (*VIII, 68*) в базальтовых туфах у Землина (Пардубиц) нашел обломки как всей этой серии, так и сланцев с определенной фауной нижнего силура ($d\varepsilon$), так что ныне можно считать вероятным, что в Железных горах представлен весь ордовиций, что в графитовых слоях мы имеем, равно как и в черных известняках, готландий (граптолитовый сланец $e\alpha$ и известняки 2β) и что светлые известняки Подола быть может представляют собою нижний девон (f).

Тектонику еще никоим образом нельзя считать распутанной. В более северных частях повидимому налицо закономерная складчатость с востоко-западным простиранием; на юге древний палеозой падает к юго-западу под нассабергский гранит.

К юго-востоку от нассабергского гранита лежит снова несколько вытянутая область сланцев и граувакк у Глинско и Скутеча, в которой можно внизу, т. е. на юго-западе, различить филлиты и кремнистые сланцы, частично подвергшиеся сильному контактовому метаморфизму (ставролитовые, «фруктовые» сланцы и т. д.), повыше (т. е. на северо-востоке) — граувакки с кварцевыми конгломератами. Вся серия, сложенная в крутые преимущественно с севера на юг простирающиеся складки, ранее аналогично северо-западным Железным горам рассматривалась как альгонкская. Совершенно недавно однако Антон Вурм (*VIII, 69*) нашел в кремнистых сланцах *Monogr. spiralis* в фации, отличающейся по характеру от баррандова комплекса. Над нею, по Зеленке и Колиге, залегают кварциты, которые похожи на нижне-девонские моравского облика, а еще выше — граувакки, которые очень сильно напоминают моравский кульм. Отсюда проистекает возможность, что здесь у нас не только не альгонкий, но даже вовсе и не баррандов палеозой, а палеозой моравский, т. е. фациально совершенно иная серия.

Разрешение вопроса о положении Железных гор даже благодаря этим находкам, едва ли возможно в настоящий момент. Казалось установленным, что баррандова фация Праги, погружаясь под мел, доходит до северных Железных гор. Но связать оба элемента в одну дугу безоговорочно — рисковано. Прежде всего следует указать, что одинаковое отклонение к юго-востоку выражено и далее на севере в саксонской зоне.[1]

Древний палеозой Железных гор простирается частично с востока на запад, т. е. дугообразный изгиб никоим образом нельзя считать вполне доказанным.

По Кеттнеру, молданубские гнейсы на юго-западе Железных гор, судя по всему, надвинуты на древний палеозой. Силур падает под нассабергский гранит, гнейсы лежат в его кровле. Гранит внедрился вверх по надвиговой плоскости. Надвиг мог залегать несогласно по отношению к складчатости баррандового палеозоя.

Наконец только что упомянутые находки на юго-востоке Железных гор, по мнению Кеттнера, указывают видимо на то, что там залегает несколько отличающийся фациально палеозой, который падает не только под молданубский, но также и под баррандов комплекс. «Скутечское окно» могло бы в некотором смысле явиться аналогом моравским окнам, находящимся далее на юге (см. гл. IX). Если это так, то в надвигах на северо-восток и на

[1] См. дальше (гл. X); так как там «средне-саксонский» надвиг ныне считается поперечным надвигом, то и в Железных горах может быть имеется не склон дуги, а кусок поперечной флексуры. «Моравская» фация юго-восточных Железных гор требует еще подтверждения.

восток мы имеем аналогию моравским надвигам на юге, а следовательно эквиваленты 2 фазы, т. е. фазы поперечной складчатости Кеттнера в баррандовом палеозое, интенсивность коего здесь на востоке была значительно больше.

Вместе с тем можно бы было допустить без сомнения движения огромнейшей мощности на восточном краю Молданубской глыбы, так как в силу необходимости тогда придется признать, что Саарская область покоится на чуждом фундаменте.[1] Затруднение заключается, по Заплеталу, в том, что в Железных горах надвинут кульм, тогда как в Моравии он трансгредирует на надвиги. Поэтому вряд ли в настоящее время возможно давать бесспорное толкование структуры и состава Железных гор.

Так как сланцы на юге Железных гор претерпели контактово-метаморфическое изменение, следовало бы, предполагая их кульмский возраст, отказаться от признания карбонового возраста за гранитами Железных гор.

С. ЗНАЧЕНИЕ БОГЕМСКОГО ЯДРА

В пределах богемского ядра нам известно два отдельных комплекса: 1. Неметаморфическая область баррандова палеозоя с довольно слабой варисской разломно-складчатой тектоникой и несколько более сильной альгонкской складчатой тектоникой. Согласно ранее высказывавшемуся принципу, мы должны были видеть в этой области основание двух штокверков, поверх коих, оставив в стороне пермо-карбоновую внутреннюю впадину, залегает несогласно тонкая покровная структура мелового возраста. 2. Сильно метаморфический, пронизанный гранитами молданубский комплекс, о котором в сущности можно сказать лишь то, что тектонические движения в нем древнее кристаллизации, и что позднейшая тектоника выражается лишь в широких изгибах (искривлениях), краевых надвигах и внутренних зонах рассланцевания и смятия. Область имеет признаки глубинной структуры (балтийский щит), что однако почти никак не способствует выяснению ее возраста.

Во-первых твердо установлено, что обе части ядра коренным образом отличаются от внешних зон варисских гор, и самое бо́льшее, если у них частично является общей поверхностная структура. Однако и там структура основания местами разделяется на два штокверка, причем верхний из них, варисский, подвергался гораздо более интенсивным движениям, нежели баррандов комплекс, а нижний, поскольку можно наблюдать, не альгонкский, а каледонский.

Основною является проблема отношения обеих частей ядра друг к другу. *Геологически:* нормально ли подстилается баррандов комплекс молданубским фундаментом? *Стратиграфически:* какой возраст имеют осадочные составные части молдануб-

[1] Что уже признал Ф. Э. Зюсс, исходя из убывающего там книзу метаморфизма.

ского комплекса? *Тектонически:* к какому возрасту относится молданубская докристаллическая деформация? *Петрографически:* какого возраста молданубская кристаллизация? Ответы на эти вопросы в настоящее время все еще колеблются между двумя крайностями: прежнее воззрение, вновь получившее подкрепление в лице Сокола, Зеленки и др., таково, что молданубские гнейсы представляют собою древние породы, метаморфизованные в докембрийское, возможно даже в доальгонкское время. Взгляд, особенно усиленно защищаемый в последнее время Ф. Э. Зюссом *(VIII, 5)* и опирающийся на более ранние работы Гинтерлехнера и др., таков, что эти породы являются стратиграфическим эквивалентом баррандова комплекса, и метаморфизм их связан с внедрением обширных гранитных масс. Разберем сначала последнюю точку зрения.

Стратиграфические основания, по Гинтерлехнеру, заключаются в том, что определенные отложения молданубского комплекса можно считать метаморфическими эквивалентами определенных элементов баррандова комплекса. Оставляя в стороне известняки, Гинтерлехнер *(VIII, 15)* указывает в особенности на графитовые гнейсы, которые можно приравнять к нижне-силурийским битуминозным сланцам, и думает, что можно непосредственно связать их через Железные горы. Тогда в гранулитах можно усмотреть, по Ф. Э. Зюссу, метаморфические эквиваленты порфиров, выходящих в южном крыле баррандова комплекса. Тектоника и метаморфизм таким образом, по Ф. Э. Зюссу, оказываются под прямым влиянием гранитных интрузий, что подтверждается приспособлением молданубских структур к очертаниям «батолитов». При этом Зюсс представляет себе этот процесс происшедшим не внутри на большой глубине, а на относительно мелком уровне; он вызван главным образом отдачей тепла больших гранитных масс, которые, как сказано, по большей части залегают на гнейсах и падают под слабо метаморфизованный северный баррандов комплекс. Метаморфизм молданубского комплекса поэтому должен был быть «почти батолитовым» (subbatholithisch), причем необходимо отметить, что «плутонические породы» (Клоос) с основанием вмещающих пород едва ли можно считать батолитами. Краевые слюдяные сланцы рассматриваются как подвижные зоны при надвите ядра на его окаймление, связанном частью с деструктивным, частью с конструктивным метаморфизмом (под влиянием батолитов).

В рамках настоящей книги невозможно вести подробное обсуждение этой точки зрения, без сомнения подкрепленной многолетним картированием и петрографическим изучением. Следует только привести вкратце наиболее важные соображения. При этом мы должны резко разграничивать возраст пород и возраст тектонических и метаморфических процессов в них.

Говоря чисто стратиграфически, прежде всего следует упомянуть, что основания для вышеприведенного мнения еще весьма сомнительны. Как указано ранее, значение гранулитов пока что весьма спорно. Содержание углерода в нижне-силурийских отложениях едва ли достаточно для объяснения существования мощных

пластов графита. Переход молданубских серий в баррандов комплекс не наблюдается нигде; более того, новейшие чешские работы единогласно указывают на несогласие между обоими этими комплексами и на более древний возраст молданубских отложений (Богемский лес, вотичская зона в Богемско-моравской холмистой стране). В региональном отношении имеется еще одна трудность: если даже и можно признать относительную мелкость уровня интрузий плутонических пород при сильном метаморфизме подошвы, то все же они должны были иметь кровлю, которая при существующих отношениях могла быть сложена лишь мало измененными, вероятно контактово-метаморфическими осадочными породами баррандова комплекса, включая части альгонкия. Судя по этому, баррандовы серии в молданубском комплексе должны были дважды в различных фациях метаморфизма перекрывать друг друга, т. е. в еще догранитное время были надвинуты друг на друга покровообразно; откинув все неправдоподобие этой возможности, следует указать на то, что в Железных горах как раз наоборот — молданубский комплекс надвинут на баррандов (Кеттнер). Мне кажется, что эти доводы говорят бесспорно против древне-палеозойского возраста молданубских пород.

Однако этих доводов недостаточно, чтобы опровергнуть возможность варисских деформаций и перекристаллизации молданубских пород под влиянием гранитов. Вполне возможно все же, что кембро-силур баррандова комплекса и молданубская толща представляют собою два перекрывающих друг друга различных по возрасту штокверка, которые характеризуются различными, но сравнимыми тектоникой и метаморфизмом. В таком случае граниты, проникшие вероятно по плоскостям несогласий, могли бы все же быть представителями молданубской фации. Однако и здесь возникают сомнения: Сокол, Зеленка, а недавно и Вальдман доказывают, что влияние гранитов на молданубский комплекс не выходит за пределы немногих километров и проявляется только в образовании краевых кинцититовой и кордьерито-гнейсовой фаций. Даже если допустить, что гранитная интрузия происходила в течение большего промежутка времени, и последние граниты внедрились в уже готовые гнейсовые породы, все же остается фактом, что в Баварском лесе вполне рассланцованные и растянутые гнейсы обнаруживаются в виде прослоев в наиболее древних гранитах (гнейсо-гранитах Клооса). В согласии с этим Зеленка недавно нашел молданубские гнейсы в виде галек в житеческом конгломерате, т. е. в нижнем кембрии. Совершенно аналогичные молданубским гнейсы Совиных гор Судет, по Бедерке, являются уже в виде компонентов силура. [1]

[1] Из вопроса о возрасте возникают вообще наибольшие затруднения: в Шварцвальде граниты — посленижне-кульмские, тальки же появляются уже в верхнем карбоне. Значит там интрузия никоим образом не была длительной. В Богемии складчатость и интрузия произошли самое раннее в верхнем девоне, тогда как кульм уже трансгредирует на Моравский надвиг; трудно себе представить, чтобы за этот короткий промежуток времени могли разыграться складчатость, молданубская кристаллизация, надвиг с обратным метаморфизмом, интрузия остаточного гранита и сильный размыв!

Остается еще неоспоримый факт о приспособлении молданубских структур к очертаниям батолитов. Он однако может иметь различные значения, так как можно представить себе, что гранитная интрузия последовала по первично существовавшим структурным линиям, как указал Зеленка для Моравской холмистой страны. Наряду с этим следует указать, что недавно Вальдман резко отграничил докристаллическую тектонику молданубского комплекса от широких изгибов, которые произошли уже в законченной надвиговой структуре и вероятно зависели от гранитной интрузии.

С этой точки зрения по меньшей мере мыслимо, что метаморфизм молданубского комплекса следует связывать с более древней интрузией ортогнейсов и гфёльских гнейсов, хотя вполне можно себе представить также, что поблизости к гранитам существуют полиметаморфические породы, подобно тому как Ниггли признает это в южном Шварцвальде (ср. стр. 361 и 365). С этим согласуется и то, что, по Кеттнеру, ортогнейсы, инъецирующие слюдяные сланцы Людица и западной Богемии, во всяком случае доварисские.

Поздний метаморфизм молданубского комплекса в настоящее время вследствие этого представляется мало вероятным. С другой стороны теперь вряд ли еще возможно определение точного возраста молданубских пород. Приведенные доводы Сокола и Зеленки о доальгонкском возрасте — непрямого свойства и потому не вполне убедительны; к тому же сам Сокол рассматривает некоторые ортогнейсы как альгонкские. Во всяком случае весьма правдоподобно, что в молданубском комплексе перед нами сгруппированы свиты различных возрастов, разделенные несогласиями; расчленение этих свит однако усложнено еще тем, что, как правильно отмечает Вальдман, это не простая стратиграфическая свита, а вероятно многократное нагромождение чешуй, происшедшее до кристаллизации слагающих их пород. Постольку же и недавняя попытка Заплетала провести деление на четыре комплекса является лишь гипотетической. [1]

Характер накопления осадков в альгонкие Праги как будто указывает на наличие альгонкской суши на юге, т. е. в нынешнем Молданубском районе; но так как гальковый материал почти исключительно состоит из спилитов и более древних альгонкских граувакк, и типичные молданубские гнейсы повидимому в нем

[1] Заплетал различает снизу вверх: I — однообразные кордьеритовые гнейсы, II — осадочные серии с кварцитом и известняком, III — гранулито-гранатово-гнейсовые серии. Наряду с ними выделена еще серия Ia из двуслюдяных гнейсов и слюдяных сланцев, которая быть может являет собою лишь тектоническую фацию. Положение гранулитов в висячем боку ныне общепризнано, причем однако иногда делаются предположения о возможности древних далеких шарриажей. Место кордьеритового гнейса, который поблизости от гранитов порой представляет лишь контактовую фацию, можно считать спорным. Зеленка, положивший начало такому делению, гораздо осторожнее в определении найденных им несогласий. См. *VIII*, 7, 8 и еще: Заплетал «Der Aufbau im Süden des Ostvariscischen». Selbstverlag, Prünn, 1927.

крайне редки, то найти прямое доказательство доальгонкского метаморфизма по сие время трудно.

Если исходить из варисского возраста молданубского метаморфизма на основании вышеизложенных данных, то перед нами стоит альтернатива. [1]

1. Породы и метаморфизм молданубского комплекса — архейские, так как уже в альгонкие существует некоторая приподнятая глыба пород катазоны, за что быть может говорят взгляды Сокола и Зеленки.

Тогда молданубский комплекс являет собою подлинно глубинное сооружение, продолжение коего под альгонкским фундаментом баррандова комплекса не обязательно.

2. Метаморфизм соответствует альгонкской складчатости баррандова комплекса и является выражением этой складчатости на больших глубинах. На такой смысл его уже указывал Зандер (*VIII, 6*), не фиксируя его во времени. Мощные движения в нижних частях собираемой в складки, т. е. подвижной глыбы могут, даже должны выражаться в других формах движения, нежели на поверхности, и послетектоническая кристаллизация здесь как раз и может завершить движение. Более текучая тектоника будет тут проявляться не в изгибании складок, а в образовании, сжатии дуг (Клоос). Быть может все более подчеркиваемое в настоящее время движение на глубине является основной причиной образования кристаллических сланцев именно в этом смысле. В таком случае можно ожидать, что этот более глубоко лежащий штокверк складчатости отделяется от верхнего чем-то вроде зоны срезывания (скалывания), где происходили более сильные передвижения, или же зоною с минеральным составом средних глубин. Это до некоторой степени справедливо и для более северной части молданубского комплекса, т. е. непосредственно выступающей под баррандовым, с ее «деформационным обогащением слюдой». Слюдяный сланец и гнейс тогда представятся не стратиграфическими, а тектоническими понятиями, т. е. слюдистые сланцы соответственно окажутся зоной подвижек между слегка сложенным в складки (древним) основанием и вновь образующимся фундаментом. Теоретически это допустимо, даже правдоподобно, так как глубинный штокверк тоже соответствует и варисской складчатости; однако он должен был находиться еще в погруженном виде, потому что, как сказано, молданубский комплекс не может считаться таковым.

Слюдяно-сланцевые зоны как будто бы следует отделять от регионального деформационного слюдообразования в основании фундамента; на востоке эти зоны сопровождают молданубский комплекс, а порою выступают внутри него, будучи иногда связаны с зонами раздавливания. По ним, по Ф. Э. Зюссу, могли проходить следы движений позднепалеозойской перестройки; Кеттнер тоже указывал на их возможную связь со второй фазою складча-

[1] При отсутствии каледонских несогласий в баррандовом комплексе не остается никаких подтверждений каледонского метаморфизма.

тости баррандовых серий (1917 г.). Эти зоны нарушений имеют изумительно одинаковый характер, так как они соответствуют большей части надвиговых явлений, которые направлены во внешнюю сторону обширной, к северу открытой молданубской дуги. На самом деле они направлены на востоке — к востоку и северо-востоку (Железные горы, моравская зона), по западному краю — быть может к юго-западу («бойские» гнейсы), в соответствии с господствующим там СВ падением. То же можно представить себе и в слюдисто-сланцевой полосе Кынских гор — Каплицы — вотической зоны в виде направленного наружу дугообразного надвига. Этой картине подчиняются и мощные варисские плутонические массы, представляющие собою по большей части пластовые интрузии, падающие внутрь и в точках изгиба своеобразно и вполне гармонично вздувающиеся.

Эта более поздняя тектоника таким образом принципиально не расходится с тектоникой баррандова комплекса, где тоже преобладают двусторонние надвиги ядра мульды на крылья; только она ориентирована в смысле поперечной складчатости баррандова комплекса; она соответствует сужению ядра, заострению молданубской дуги при варисской складчатости, происходившей в отвердевшем молданубском комплексе и выражавшейся в глыбовых надвигах, а в баррандовом — в разломно-складчатой тектонике. Противоречие основано на различном противодействии новым импульсам докембрийских глубинных сооружений и основания тоже докембрийского.

D. ПОЗДНИЙ ПАЛЕОЗОЙ ВНУТРЕННЕЙ БОГЕМИИ

Морское накопление осадков во внутренней Богемии заканчивается девоном; терригенные отложения позднего палеозоя однако присутствуют в различных местах. Как и повсюду во внутренних частях варисских гор, они связаны с относительно узкими зонами опускания, примыкающими по большей части к важным древнейшим структурным границам и расширившимися позднее в течение поздне-палеозойского цикла. Первичные границы этих бассейнов уничтожены позднейшим размывом, и редко можно обозначить их с точностью; во многих случаях все же по грубокластическому материалу и колебаниям мощности можно судить, что перед нами не просто эрозионные реликты общего покрова, а отдельные области седиментации. Во внутренних частях Богемского массива можно различить три важнейших центра поздне-палеозойского накопления осадков.

1. Ранее соединенные, ныне разрозненные эрозией северо-богемские бассейны Пильзена и Кладно-Шлан-Ракониц с меньшими эрозионными обрывками у Мёршау, Радниц, Мерклина и Манетина. Они лежат на альгонкском северном крыле баррандова комплекса, и северное их продолжение прикрыто третичными породами Комотау-Теплицского бассейна. Ввиду этого можно думать, что первоначально они простирались до Рудных гор, а может быть и еще далее за них.

2. Восточно-богемская глыба красноцветных отложений Траутенау к югу от Исполиновых гор по границе внутренней Богемии и западных Судет, регионально к ним примыкающая. Но так как она вероятно продолжается под восточно-богемским мелом в западном направлении и соединяется с Северо-богемским бассейном, то ее следует рассматривать здесь же.

3. Узкая с севера на юг тянущаяся полоса красноцветных отложений между Богемским бродом, Табором и Будвейсом.

Северо-богемские бассейны — наиболее важные в смысле занимаемого пространства, промышленного значения и полноты свиты отложений. Несмотря на то, что отложения верхнего карбона весьма неравномерны, и оба главные бассейна в начале своего развития были отделены друг от друга, все же порядок отложений в них сходен. Уже петрографически можно выделить два серых угленосных горизонта, разъединенных красными безугольными аркозами и сланцами. Более глубокий горизонт образован кладно-пильзенскими слоями. Они начинаются маломощными серыми слоистыми глинами и песчаниками;[1] выше лежит нижний главный угольный пласт (до 4 *м*), иногда непосредственно трансгредирующий на складчатое основание. Далее следуют крепкие кремнистые «шлифовальные сланцы» и радницкие угольные пласты,[2] к которым ныне причисляют в виде верхнего горизонта богатые ископаемыми нюршанские газовые угли. У Ракониц Радницкой группе соответствует Любанский пласт (8,5 *м*). Мощность этой группы достигает в Пильзенском бассейне 300 *м*, но к югу уменьшается до 100 *м*; так как галечный материал состоит из филлитов и лидитов и содержит лишь очень малое количество кристаллических составных частей, то принос видимо происходил с юга и юго-востока. Сходны с этим и отношения у Кладно, где однако мощность от 3 до 400 *м*. Эта группа слоев ныне, на основании работ Пуркыне (Purkynĕ), Рыбы, Вейттофера, Бройли, относится к вестфальскому ярусу.

Чепек недавно указал, что радницкие угольные пласты отлагались в мульдах ССВ — ЮЮЗ простирания между альгонкскими хребтами, на которые иногда совершенно непосредственно трансгредирует нюршанский горизонт. Значит здесь сохранились следы верхне-карбонового рельефа.

Флора нижних радницких пластов содержит еще типичные вестфальские формы (*Mariopteris muricata, M. acuta, Neuropteris gigantea*), тогда как выше уже появляются стефанские типы (*Pecopteris arborescens, P. Pluckeneti, Sphenopteris verticillatum*). В возбуждавшем много споров нюршанском газовом угле появляются наряду с преобладающей карбоновой флорой уже пермские элементы. Исследование позвоночных Бройли показало однако, что фауна по преимуществу карбоновая; $^2/_3$ амфибий и стегоцефалов — карбоновые, $^1/_3$ встречается и в перми.

---

[1] Только у Пильзена — до 130 *м*.

[2] В этом горизонте находятся проблематические прямые и искривленные палочки бациллардитов. Мощность этих пластов доходит до 12 *м*.

Флора Нюршана содержит стефанские и следующие более молодые виды: *Equisetites contractum, Neuropteris imbricata, Odontopteris obtusiloba, Schützia anomala, Pecopteris pinnatifida, ?Walchia piniformis.* Кроме того: *Calamites Suckowi, Sphenophyllum Höninghausi, Sph. elegans, Sph. obtusilobum, Sph. macilentum, Neuropteris gigantea, Alethopteris cristata, Sagenaria elegans* и другие преимущественно карбоновые виды.

Из амфибий и стегоцефалов, по Бройли, следующие роды являются карбоновыми: *Dolichosoma, Ophiderpeton, Urocordylus, Dendrerpeton, Ptyonius, Sparodus, Scincosaurus, Microbrachis;* из верхних слоев известны *Branchiosaurus, Hylonomus,* а рядом еще некоторые специфические формы: *Ricnodon* и др. Из 27 семейств рыб распространены в других местах только два *(Amblypterus, Sagenodus).*[1]

В верхах следуют 300—480 *м* светлосерых песчаников и слоистых глин, могущих соответствовать швадовицким (нижне-стефанским) слоям западных Судет.

Верхние тейницкие слои состоят из красных сланцев, наверху перемежающихся с богатыми полевым шпатом аркозами, и ими же заканчиваются. Сильно каолинизированные аркозы богаты пропластками сферосидеритов и окремнелыми стволами *Araucarites.* В них можно видеть эквиваленты гексенштейнских аркозов западных Судет (средне-стефанского возраста). Мощность этой группы отложений доходит у Пильзена до 40—100 *м,* редко больше, а у Кладно они свыше 200 *м* мощностью.

В то время как эти нижние группы в обоих бассейнах отлагались отдельно друг от друга, верхние планские или куновские слои принадлежат единому району осаждения; между обоими бассейнами они трансгредируют прямо на альгонкий. Здесь перед нами темносерые сланцы в 100—150 *м* мощностью с несколько более мощным пластом угля в основании и меньшим — в верхних частях. На нижнем угольном пласте залегает «шварта» — битуминозный сланец с растениями, стегоцефалами и рыбами.

Флора содержит, согласно Бройли, преимущественно карбоновые элементы, а наряду с ними *Callipteridium gigas, C. crassinervinum, Walchia piniformis, Annularia sphenophylloides.* Стегоцефалы похожи на тех, что встречены в Нюршане, и тоже главным образом карбоновые: *Dawsonia, Ophiderpeton, Scincosaurus, Dendrerpeton, Loxoma;* из рептилий попадаются *Naosaurus.* Из рыб надо назвать: *Sagenodus. Hybodus, Pleurocanthus, Acanthodes, Megalichthys, Trissolepis* и др.

Эта группа отложений, по новейшим данным Пуркыне, может быть приравнена к верхне-стефанским слоям (=радовенцским слоями западных Судет). Однако во всяком случае это уже переходные слои с пермскими элементами (между тем ранее указанная здесь *Callipteris conferta* видимо отсутствует[2]).

---

[1] По П. Прюво (Pruvost P.) (Bull. Soc. géol. Fr. 25, 1925), важно наличие *Estheria cebennensis,* так как эта форма является руководящей для самой верхней части вестфальского яруса Франции.

[2] Взгляд Прюво (в вышеуказанной работе), что здесь перед нами эквиваленты горизонта Рив-де-Жир (*Asolanus camptotaenia*), вряд ли можно подтвердить.

Сверху группа заканчивается линскими слоями — довольно маломощной свитою красных песчаников и сланцев, во всяком случае принадлежащих уже к красноцветным отложениям. [1]

Оба большие бассейна — Пильзена и Кладно — указывают в общем на слабое падение к северу и северо-западу, так что красноцветная толща ограничена по северной кайме. В Пильзенском бассейне она налегает на слюдяные сланцы Теплерского нагорья, так что там можно предполагать первичный край его (по крайней мере в карбоновое время). На севере Кладно-Раконицкого бассейна красноцветная толща исчезает под третичными отложениями; здесь возможно видеть северное продолжение, тем более что и в Железных горах имеются эрозионные реликты вестфальских слоев (Брандау). Тектоника относительно простая, залегание пологое, но все же в обеих областях встречаются разломы преобладающего ССЗ — ЮЮВ простирания. Наряду с этим Чепек различает в Пильзенском бассейне более слабую, древнейшую систему с востоко-северо-восточным — западо-юго-западным простиранием. Южный край Пильзенского бассейна образован значительным сбросом СЗ простирания. Меньшие побочные бассейны имеют подчеркнутую совпадающими сбросами бассейнообразную форму, ввиду того, что мощность отложений там в середине бассейнов наибольшая, и они с самого начала, хотя бы частично, могли быть обособленными.

Трауттенауский бассейн образует в целом пологую мульду западно-восточного простирания, северное крыло коей прилегает к кристаллическим сланцам Исполиновых гор, в то время как южное частью скрыто под меловыми осадками, частью образовано небольшим выходом кристаллических пород Свичина. Компоненты конгломератов происходят главным образом из Исполиновых гор, где следовательно почти наверное находился первичный край бассейна.

Последовательность слоев в восточной части, по Петрашку (1900 г.), такова:

Лежачий бок: 1. Конгломераты и песчаники с мелафирами . 200—250 *м*

2. Красные сланцы с залежами горючих сланцев . . . . . 200—300 „

3. Песчаники и аркозы с прослоями известняка и антракозиевыми сланцами (*Acanthodes gracilis, Xenacanthus Decheni, Amblypterus Rohani, Odontopteris osmundaeformis, Walchia filiciformis*) . . . . . 200—300 „

4. Гензельбергские конгломераты . . . . . 600—700 „

5. Красные сланцы с известняками . . . . . ?

Несогласие

[1] Достигающая до 200 *м* мощности свита содержит *Callipteris*, рядом с ними *Estheria tenella*, *Anthracomya carbonaria*, *Melanerpeton* и т. д. (ср. по Прюво в той же работе).

6. Верхний отдел красноцветных конгломератов (мощность, убывающая к югу) . . . . . 60—100 м
7. Глинистые песчаники и сланцы (со знаками ряби) . . . . . 400 „
8. Песчаники . . . . . 250 „
9. Известковистые песчаники, частично трансгредирующие на породы основания . . . ?

Висячий бок: 10. Шёмбергские слои, доломитовые аркозы и конгломераты (наверху) с компонентами с юга.
? Цехштейн.

Прежнее предположение, что вся эта свита отложений в совокупности относится к перми, поколеблено новейшими находками Пуркыне в более западной части. Там удалось найти промежуточный средний горизонт с многочисленными окремнелыми древесными стволами, без сомнения соответствующий средне-стефанским «гексенштейнским аркозам» внутренне-судетской мульды. Этот комплекс на юге залегает непосредственно на кристаллическом фундаменте, тогда как севернее под ним с легким несогласием показываются более древние слои. Поэтому деление, считая снизу вверх, таково:

1. Породы фундамента.

2. Ржаво-бурые базальные конгломераты — 180 *м*.

3—4. Ржаво-бурые и буро-красные песчаники и глинистые сланцы с прослоями серых и черных битуминозных слоистых глин и тонких угольных пропластков — около 400 *м*.

По характеру залегания эта I свита, выклинивающаяся к югу, — досредне-стефанская. В угольных пропластках верхних частей еще Катцер упоминал присутствие *Pecopteris arborescens, P. dentata, Alethopteris Serli, Calamites Suckowi, Cordaites principalis* и др.

Флора требует проверки. Здесь могли быть представлены нижне-стефанские (идаштольнские) и верхне-вестфальские (кладнопильзенские) слои.

5—7. Внизу конгломераты и аркозы, наверху красные песчаники и слоистые (сланцеватые) глины, между ними прослои серых слоистых глин с линзами известняка — до 500 *м*.

Этот горизонт лежит на юге непосредственно на породах фундамента, на севере же он покоится несогласно на горизонте I; по Пуркыне, наряду с массой окремнелых стволов *Araucarites Schrollianus* имеется следующая флора: *Calamites Suckowi, C. Cisti, C. gigas* и др., *Annularia stellata, Calamostachys tuberculata, Alethopteris Costei, Callipteridium pteridium, Neuropteris auriculata, N. cordata, Pecopteris hemiteloides, P. arborescens, Lepidostrobus variabilis, Sigillaria Brardi, Asolanus camptotaenia, Stigmaria ficoides, Walchia piniformis, Psaronius.*

Пуркыне совершенно справедливо отмечает, что здесь должны быть перед нами средние и верхние стефанские слои. Характер осаждения указывает на континентальный климат при наличии

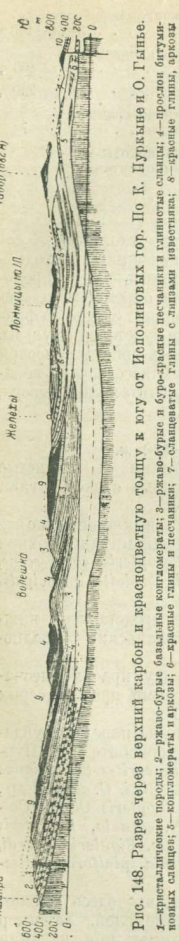


Рис. 148. Разрез через верхний карбон и красноцветную толщу к югу от Исполиновых гор. По К. Пуркыне и О. Гэнбе.

1—кристаллические породы; *2*—ржаво-бурые базальные конгломераты; *3*—ржаво-бурые и бурo-красные песчаники и глинистые сланцы; *4*—прослои битуминозных сланцев; *5*—конгломераты и аркозы; *6*—красные глины и песчаники; *7*—сланцеватые глины с линзами известняка; *8*—красные глины, аркозы и прослои известняка; *9*—мелафир; *10*—мел.

сильных паводков; включенные в верхних частях угольные прослои показывают на новую климатическую смену; эти части могут быть верхне-стефанскими.

8. Аркозы, красные слоистые глины и прослои известняков. Эта свита переходит без несогласия из нижних частей, но отличается внезапным и массовым появлением *Callipteris conferta*, а потому ее следует причислять уже к низам красноцветной толщи.

Мелафиры внедряются в этот комплекс отложений иногда в разнообразных формах, иногда в виде пластовых интрузий. Перекрытие более молодыми красноцветными отложениями начинается гораздо восточнее.

Горизонты 1—7 могут далее на востоке соответствовать горизонтам 1, 2 и 3 Петрашка. Форма залегания — пологая мульда; следует подчеркнуть нижне-стефанское (астурийское) несогласие, которое в Судетах видимо не существует.

Самое существенное в этих новых данных заключается в том, что они указывают на ранее не подозревавшуюся аналогию и непрерывность между внутренне-богемской и внутренне-судетской областями накопления осадков (ср. гл. IX, В).

В междулежащей области у Лобозица под мелом бурением вскрыт средний отдел красноцветной толщи, а у Лейтмерица на Эльбе тоже были обнаружены красноцветные отложения. [1]

Борозда красноцветных осадков Богемского брода — Будвейса состоит из ряда более мелких эрозионных реликтов, простирающихся в почти северо-южном направлении от Богемского брода через Дивишау и Табор к Будвейсу. В более крупных выходах Богемского брода внизу можно различить конгломераты, вверху красные песчаники, в базальных частях имеются прослои горючих сланцев и углей, а выше — прослоечки известняков. Выявленная бурением мощность в 1 000 *м* может быть объясняется крутым залеганием. У Будвейса лежат внизу около 80 *м* аркозов и конгло-

[1] Irrgang, Tschermaks Miner. Mitt. 28 1909. Hibsch, Seemann, там же, 32, 1914.

мератов, над которыми следуют 20 *м* темных песчаников и слоистых глин с одним антрацитовым пластом в 1 *м*. Флора содержит:

Callipteris conferta, Neuropteris cordata, Pecopteris pinnatifida, Taeniopteris fallax, T. multinervis, Ullmannia longifolia, Walchia piniformis.

Вся свита отложений повидимому принадлежит к среднему отделу красноцветной толщи.

Залегание нарушенное; сбросы северо-восточного и северо-восточно — юго-западного простирания встречаются часто. У Немецкого брода выход заключен между гранитом и гнейсо-слюдяным сланцем; южнее повидимому комплекс связан в сильной степени с описанной Зеленкой обширною зоной северо-южных нарушений средней Богемии (стр. 442—443). Ф. Э. Зюсс привлекал внимание еще в 1903 г. к хорошо выраженной аналогии с Босковицкой бороздой (см. восточные Судеты, гл. IX).

Е. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ВНУТРЕННЕЙ БОГЕМИИ

Как явствует из вышеизложенного описания, имеются четыре геологических элемента, принимающих участие в строении внутренней части Богемского массива в ее домезозойском состоянии: сильно метаморфические молданубские гнейсы, неметаморфизованный баррандов комплекс, варисские граниты и верхне-карбоново-пермские внутренние впадины. Каждый из этих элементов имеет свою определенную группу полезных ископаемых. При этом древнекристаллический комплекс исключительно беден первичными связанными с ним месторождениями; на всякий случай здесь следует назвать графиты южной Богемии и Баварского леса, хотя их возникновение, как далее будет описано, кажется еще не окончательно выясненным. Наряду с ними упомянем полудрагоценные камни (гранаты), которые однако обогащены лишь в третичных месторождениях. Область баррандовых отложений характеризуется только сингенетическими залежами железных руд в силуре и может быть сингенетическими же колчеданами в альгонкие. Все прочее, что имеется в этих двух элементах, как-то золотые, сурьмяно-золотые, свинцово-цинково-серебряные руды и т. д., — все это связано более или менее отчетливо с варисскими интрузиями, которые имели здесь гораздо более сильное минерализующее воздействие, чем например в Верхне-рейнских массивах. Наконец внутренние впадины в этом секторе варисских гор мало продуктивны и имеют лишь небольшое значение.

Каустобиолиты. Как сказано, последние в сущности ограничиваются пределами внутренних бассейнов, из коих только два связанных друг с другом бассейна Пильзена и Кладно-Ракониц имеют промышленное значение. Угленосны оба комплекса серых слоев: верхне-вестфальские радниц-нюршанские слои и верхне-стефанские куновские слои, тогда как средний красноцветный стефанский горизонт безугольный. При этом верхний вестфаль содержит самые важные пласты. Здесь снизу вверх можно различить: 1) лишь местами развитый основной пласт, достигающий 3 *м*, но по большей

части сланцеватый и нечистый; 2) отделенный от него порою выклинивающимися «шлифовальными» сланцами главный угольный пласт, имеющий мощность 1—4 *м* у Пильзена, а у Кладно доходящий до 11 *м*; 3) на 20 *м* выше залегающий нюршанский пласт (плитчато-угольный пласт) с ценным кэннельским углем, который в сущности приходится считать почти нацело выработанным. В верхне-стефанской группе имеется лишь один угольный пласт (куновский) всего в 0,5—1 *м* мощностью, но очень большого горизонтального протяжения. На нем лежит мягкий горючий сланец — «шварта» (см. выше, стр. 487).

Нижние угольные пласты — хорошего качества, угли спекаются и имеют применение как газовые. Верхний же пласт сильно зольный.

Запасы обоих бассейнов в 1913 г. исчислялись в 61,2 млн. *т* (действительных) и 221,1 млн. *т* вероятных углей. Разработка дала в 1921 г. 2,17 млн. *т*.

Известный в красноцветной впадине Богемского брода — Будвейса антрацитовый пласт мощностью в 0,5—1 *м* практического значения не имеет.

Молданубские графиты *(VIII, 74, 78, 80)*. Графит связан с определенными разновидностями молданубских гнейсов, прежде всего с кордьеритовыми гнейсами, и часто выступает в сопровождении залежей мрамора. Практическое значение имеют прежде всего три области:

1. Южно-богемская холмистая страна у Шварцбаха и Крумавы, между гранулитами Плянска и южно-богемским гранитом. Залежь в Крумаве до 16 *м* мощностью и прослеживается по меньшей мере на 300 *м* в длину по простиранию. Графит плотный и богат серным колчеданом. Графиты Шварцбаха выступают в 3—5 залежах, из коих верхняя доходит до 25 *м* мощности. Здесь графит местами тонкочешуйчат и очень чист (85—88% С). У Мугравы известны нечистые пласты графита, доходящие до 50 *м* мощности. Меньшие месторождения графита продолжаются вплоть до Будвейса.

2. Зона графито-кордьеритовых гнейсов сопровождает и восточный край южно-богемского гранита. Здесь месторождения у подножия Саарских гор (Пшедместье) местами выработаны. Это линзовидные образования до 12 *м* мощности; они выступают по большей части вместе с кристаллическими известняками.

3. Месторождения у Пассау лежат по юго-западному краю южно-богемского гранитного штока на баварской территории. Они тоже представляют собою массу простирающихся с В на З кордьеритовых гнейсов и образуют согласно залегающие линзы, до 20—25 *м* мощности, по простиранию выдерживающиеся на 100 *м*. Кажущиеся несогласия, по Э. Кайзеру, — вторичные — мягкий графит многократно служил как бы смазочным средством при последующих подвижках. Пласты содержат 20—22% С; остальная масса породы состоит из (катакластического) кварца и ортоклаза наряду с кордьеритом, биотитом и силлиманитом.

Процесс образования пассауского и богемского графитов еще не вполне выяснен. Без сомнения они появляются в парагнейсах,

и поэтому наибольшего доверия заслуживает предположение Э. Кайзера *(VIII, 74)* о сингенетическом образовании их с последующим метаморфизмом. Отсутствие типичных органических структур вряд ли может удивлять в породе, подвергшейся глубинному метаморфизму. Гипотеза Вейншенка *(VIII, 25)*, согласно которой графиты следует рассматривать как продукт возгона соединений окиси углерода, получившейся от горячих испарений гранитной магмы, в настоящее время едва ли может быть признана правильной. Скорее можно предположить, что в результате гранитной интрузии образовались металлические карбиды, которые при недостатке притока кислорода и внезапном охлаждении распались и освободили углерод. Рышкевич *VIII, 80)* недавно присоединился к этому представлению, опираясь на постоянное содержание углерода и скорее линзообразный, нежели пластообразный характер пластов. Весьма мало правдоподобной кажется и эта попытка удержать представление об эпигенетическом происхождении, тем более что в таком случае возникает противоречие с богемским месторождением, едва ли оправдываемое характером выходов последнего.

Добыча чешских месторождений Шварцбаха дала в 1913 г. 21 000 *т*. Позже она как будто значительно снизилась, так как в 1922 г. на всю Богемию дана цифра добычи графита в 10 500 *т*, причем большая часть падает на месторождения в восточных Судетах, которые будут обсуждаться позднее. Добыча в баварской части дала в 1924 г. 10 000 *т* с 20—25% чистого графита.

Железные руды. Ценные месторождения железных руд находятся в ордовиции баррандовой мульды, именно в горизонтах $d\beta$ и $d\varepsilon$ *(VIII, 70, 77)*.

В горизонте $d\beta$ руды залегают в верхних 40—100 *м* отдела (комаровские слои). Здесь известны до 5 *м* мощные линзы оолитового красного железняка и один пласт шамозита в 20 *м* мощностью худшего качества. Руды содержат много кремнекислоты и фосфора. Запасы велики: у Крушной горы (Красной горы) они определяются в 21,8 млн. *т*; сюда же следует добавить еще 278,1 млн. *т* в остальных частях силурийской мульды. Ныне добыча невелика, так как руды мало пригодны для современного заводского производства. Значение их (прежде) заключалось в применении древесного угля и в изготовлении чугуна.

В горизонте $d\varepsilon$ (загоранские слои) в граувакках и граувакковых сланцах находится шамозитовая залежь Нучицы, достигающая 22 *м* мощности. Руда состоит из основной массы буроватого шпатового железняка или мелкозернистого темнозелено-серого шамозита с шамозитовыми оолитами в 2 *мм* величины. В среднем руда содержит 31—36% железа при 11—23% кремнекислоты. Сингенетическое образование доказывается содержанием в пластах ископаемых организмов. По Бенке, однако здесь имели место позднейшие сложные метасоматические процессы. Он различает следующие фазы:

Ордовиций: первичное отложение известковых оолитов.

Силур — девон: принос железных растворов с превращением

в карбонаты и окремнение с превращением в железные силикаты.

Карбон — пермь: частичный метаморфизм вследствие гранитной интрузии с образованием магнетита.

Мезозой и третичный период: частичное окисление на поверхности.

Действительные запасы исчисляются у Нучницы и Здицы в 13,3 млн. *т*, вероятные — еще 8 млн. *т*. Общая добыча Богемии в 1913 г. равнялась 982 тыс. *т*. Из них 99% падает на Нучницу.

Совершенно другого происхождения руды заслуживают упоминания в южной Богемии. Речь идет о магнитных железняках, находящихся в габбро и других основных породах молданубского комплекса у Гаммерштадта, Немецкого брода и т. д. Запасы доходят вероятно до 3,6 млн. *т* магнетита. Разработки больше не ведутся.

Следует еще упомянуть, что в кембрии Пшибрама повидимому в связи со свинцово-рудными жилами выходят жилы бурого железняка и окиси марганца поблизости от средне-богемских гранитов.

Колчеданные месторождения. Происхождение обоих главнейших колчеданных месторождений во внутренней части Богемского массива различно.

Колчеданное месторождение Вейсгрюн у Пильзена залегает согласно с альгонкской спилитовой группой. В богатых графитом квасцовых сланцах, сопровождающих спилиты, железный колчедан местами обогащается почти до образования пиритовых сланцев. Прослои его доходят до 50 *м* мощности *(VIII, 77)*.

Другого типа — известные месторождения Боденмайса в Баварском лесе *(VIII, 22)*. Здесь колчеданы залегают в линзах до 8 *м* мощностью и в 10—20 *м* по простиранию в биотитовом гнейсе, содержащем очень много акцессорных составных частей (кордьерит, гранат и т. д.). Гнейс контактово-метаморфизован более молодым гранитом и пронизан милонитовыми зонами и кварцевыми линзами; с последними повидимому закономерно связаны колчеданные линзы, хотя они никогда не проявляются непосредственно по контакту с гранитом. Часто они кажутся связанными с границами различных разностей гнейса. Главными рудами являются магнитный, серный, медный колчеданы, немного цинковой обманки; тут же имеются в меньших количествах серебросодержащий галенит, местами оловянный камень и магнетит. Порядок выделения весьма правильный: галенит находится наверху, ниже следуют сфалерит, пирротин, далее смешанная руда с преобладанием пирита. Последним из выделившихся минералов видимо является халькопирит. Эту последовательность выделения, сильно напоминающую норвежские колчеданные месторождения, Вейншенк считает доказательством интрузивного происхождения в конечной стадии внедрения гранита. Добыча в 1924 г. равнялась 10 000 *т*.

Кварцево-золотоносные жилы и сурьмяно-золотые руды *(VIII, 79, 81)*. Обилие золота в Богемии — дело прошлое, однако еще и теперь существуют выгодные разработки и месторождения имеют большой теоретический интерес. В общем можно сказать, что эти

месторождения почти все связаны с средне-богемским гранитом, отчасти и с меньшими одного с ним возраста массивами, расположенными южнее. Согласно Славику, золотые и сурьмяные жилы исключительно пегматитовые и постоянно связаны с близостью контактов. Можно выделить три главные области.

В восточной части массива в гнейсах холмистой страны проходит обширная простирающаяся на ССВ зона смятия Кольяновиц — Возиц — Табор, прослеживающаяся до Будвейса и уже описанная выше (стр. 442). Она содержит во многих местах руды свинцово-цинковой группы, а близ Гутвассера и Рудны — также и кварцево-золотые жилы. Месторождение Рудны — наиважнейшее *(VIII, 76)*. Биотитовый гнейс в этой местности прорван двуслюдяным гранитом, от которого отходят многочисленные дайки турмалинового аплита. В золотоносном районе гнейс сильно изменен динамически, окремнен и серицитизирован. Он рассечен трещинами восток-западного простирания, вблизи которых породы сильно разложены и оруденели. Эти импрегнации, исходящие из заполненных кварцем трещин, важнее, нежели тут же существующие резко ограниченные жилы. Кроме кварца импрегнации и жилы содержат золотоносный пирит, арсенопирит, самородное золото и бурый шпат. Золото богато серебром. Руды содержат в верхних горизонтах 9—12 *г* золота на тонну, глубже — даже 20—30 *г* на тонну. Характерно частое наличие минеральных друз, в которых постоянен следующий парагенезис: 1) кварц, флюорит; 2) серный колчедан, марказит; 3) поздний кварц, пирит, золото. Следует думать, что принос золотых руд произошел после внедрения самой интрузии, что согласуется и с данными других месторождений.

В 1913 г. здесь еще было добыто 326 *кг* золота.

По северному контакту средне-богемского гранита располагается длинный ряд месторождений золота от Совы (Эйле) на востоке до Казейовиц на западе. Из отдельных месторождений следует упомянуть *(VIII, 81)*:

Эйле (Елове, Илове). В районе обсуждавшихся метаморфических пород эйльской зоны залегают многочисленные преимущественно простирающиеся с ССВ на ЮЮЗ кварцевые жилы, содержащие пирит, мисшикель, самородное золото и антимонит с 4,5 *г* золота на тонну. Разработки процветали в XVI столетии, а теперь значения не имеют.

Либчиц и Нейкнин. Поблизости контакта гранита с альгонкием выходят многочисленные аплиты и кварцевые жилы, проходящие и в кварц-порфир. Важно наблюдение, что аплиты моложе, чем кварцевые жилы. Кварцевые жилы простираются с В на З и содержат до 42,2 *г* золота на тонну. Наряду с самородным и теллуристым золотом встречаются халькопирит, теллуровые руды, пирит, арсенопирит и пирротин. Жилы известны лишь с 1911 г. и в 1914 г. дали 6 тыс. *т* руды.

Здуховиц у Пшибрама. Здесь тоже известны аплиты, переходящие в кварцевые жилы. Аплит содержит блестки самородного золота наряду с рудами теллура (алтаитом, сильванитом и т. д.).

Казейовиц *(VIII, 73)*. Месторождение находится у длинного

гнейсового языка, входящего с запада в средне-богемский гранит. Обе породы рассечены многочисленными дайками аплитов и диабазов. К последним примыкают кварцевые жилы, мощностью от 10 *см* до 3 *м*, содержащие самородное и теллуристое золото. Содержание золота в среднем 13 *г* на тонну, но иногда доходит до 35 *г*. Весьма интересен парагенезис. Первым выделялся вольфрамит, появляющийся еще в пневматолитической фазе при конце интрузии гранита. Затем следует заполнение трещин кварцем. Потом наступает раздробление кварцевых жил и образование брекчий; наконец наступает оруденение сульфидное и золотое. Обильнее всего представлены пирит, арсенопирит, халькопирит и молибденит, затем так называемые серые руды, залегающие в кварце в виде пятнистых скоплений. Они содержат наряду с теллуристым золотом сложные соединения, вроде нагиагита, джемсонита, бисмутина и т. д. Общим для этой группы является представление, что разрыв трещин произошел при конце интрузии гранита, но частично раньше, нежели образовались последующие аплитовые внедрения, и что оруденение было несколько моложе, последовав за вторичным разрыванием трещин и раздроблением кварцевых жил.

Южнее средне-богемского гранита, примыкая к мелким интрузиям Шумавы, залегают в биотитовом гнейсе золотоносные кварцевые жилы Бергрейхенштейна, Волына и Писека. Главный их расцвет был в XVII столетии, а ныне значения они не имеют.

Несколько иной характер имеют руды, находящиеся в самом граните к югу от северного контакта на правом берегу средней Молдавы. Здесь в граните и в прорывающих его керсантитах проходят роговиковые жилы с золотом и сурьмяным блеском. Чисто антимонитовые жилы без золота известны у Причова, где и в амфиболовом граните и в керсантите наблюдаются роговиковые жилы северо-южного простирания с богатым содержанием сурьмяного блеска (*VIII*, 72). Наконец известна еще одна жила с антимонитом у Ракониц на границе филлита и диабаза. Эти жилы, в коих содержание золота указывается лишь локально, генетически должны быть все же причислены к золотоносным кварцам.

Серебро-свинцово-цинковые руды. Эта рудная группа выступает в трех зонах: у Куттенберг-Иглавы в Богемско-моравском нагорьи, по восточному краю Средне-богемского массива и наконец у Пшибрама и Мерклина, т. е. по южному краю баррандовой мульды. Эти месторождения явно аломагматические. Непосредственная связь с гранитами во всяком случае не всегда доказуема.

Месторождения Куттенберга и Иглавы связаны с обширным южным смятием северо-южного простирания в молданубском гнейсе. У Куттенберга известно 18 полос, в которых жильная масса состоит из кварца, роговика, брекчии вмещающей породы и бурого шпата; здесь встречаются пирит, сфалерит, богатый серебром галенит, серебросодержащий мисшикель и некоторые более редкие минералы. Разработка славилась главным образом в средние века и теперь больше не играет никакой роли (*VIII*, 77).

Невелико значение и рудных жил, примыкающих к вышепоименованной, порою золотоносной зоне смятия по восточному краю

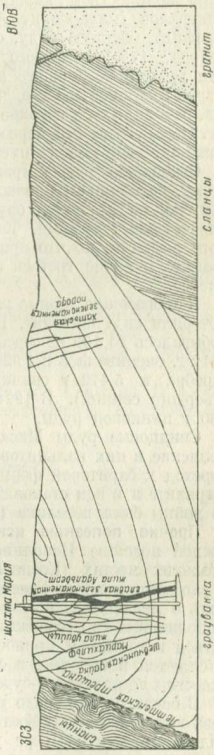
Средне-богемского массива. Известен ряд сереброносных свинцовых месторождений, как Ратибожиц, Возиц и т. д. Зона продолжается до Будвейса, где ранее важнейшими центрами добычи были Адамштадт и Рудольштадт.

Наибольшее значение имеют руды Пшибрама, концентрирующиеся особенно в богатых рудою полосах между Богутином и Березовой горою *(VIII, 33, 71, 75)*.

Руды продолжаются в южном крыле баррандовой мульды в сложенных в крутые складки кембрийских граувакках Пшибрама и следуют по простирающимся с севера на юг зеленокаменным полосам. К северу рудная область ограничена знаменитым надвигом Леттенской трещины; по ту сторону его жилы, проходящие в альгонкских сланцах, содержат лишь шпатовый железняк и бурый шпат. Обеднение и расщепление жил с приближением к Леттенской трещине известно уже давно.

Главная пшибрамская руда обладает жильным заполнением по преимуществу кальцитом, шпатовым железняком и немного менее кварцем. Главные руды представляют собой серебросодержащий галенит (0,1—0,7% Ag) и сфалерит. В галените встречается сурьма (тоже до 0,7%) и до 0,2% олова. На содержании сурьмы основано изготовление твердого свинца. Важно то, что рудные жилы пересекают диоритовый шток, и что там вместо обогащения свинцовых руд происходит обогащение сурьмяных.

Из подчиненных руд следует назвать медный колчедан, кобальт-никелевые соединения, мышьяковый колчедан, лёллингит, урановую смоляную руду, висмут. Иногда попадается немного барита. В железной шляпе обогащены бурый железняк, церуссит, пироморфит и малахит. Что южнее по контакту с гранитом встречаются железо-марганцовые руды, уже упоминалось.



Руды обнаруживают полосчатую структуру со следующим по-

рядком рудных выделений: сфалерит, галенит, кварц, железный шпат, которые однако повторяются в нескольких генерациях. Иной характер имеют в недавнее время открытые руды (Dürrerze), содержащие богатое кварцем жильное заполнение с несколько меньшим количеством кальцита и включающие много более редких минералов (пираргирит Ag_3SbS_3 — Rotgültig, самородное серебро, стефанит, блеклую руду, сурьмяные руды). Состав их таков: 55% кварца, 17% железного шпата, 15% галенита, 5% сфалерита. Эти руды в позднейшее время стали главною добываемою рудою. Первоначальное мнение, что в этих рудах мы имеем представителей различных по глубине образований, не подтвердилось работами Кеттнера. Руды эти пересекают прочие жилы и следовательно моложе их. Еще моложе пустые прожилки с кварцевым выполнением.

Отношение руд к граниту средней Богемии, судя по всему этому, не слишком близкое; отчетливо видно отношение к диабазам, но, по Кеттнеру, оруденение связано с повторным разрывом северо-южных трещин. Кеттнер считает, что диабазы — догранитного возраста, но что приносящий руд последовал после затвердевания гранита в конце третьей орогенической фазы в баррандовом комплексе.

Пшибрамские горные разработки ныне в очень сильной степени потеряли свое значение. В 80-х годах прошлого столетия здесь еще добывалось до 100 *кг* серебра в день. Общая продукция серебра до 1912 г. оценивалась в 1 928 873 *кг*. В 1914 г. было добыто 40 952 *кг* серебра и 5 472 *т* свинца, из них 1 491 *т* сурьмяного свинца (твердого свинца). В 1924 г. добыча достигала 836 *т* свинцовой и 680 *т* цинковой руды.

Свинцовые руды Миса залегают в альгонкие, и жильное заполнение в них кальцитовое с тяжелым шпатом. Здесь перед нами переход к баритовой формации. У Мерклина жилы продолжаются в граните и в нем становятся чисто цинково-рудными. Добыча уже до войны была невелика (*VIII*, 77).

Прочие полезные ископаемые. В красноцветной толще по южной подошве Исполиновых гор (Траутенау) выступают в нескольких местах (Козинец, Нижний Вернерсдорф) медные руды в рассеянном виде. Генетически, как об источнике их, можно думать о мелафирах, но следует напомнить, что прилегающие части Исполиновых гор содержат меднорудные жилы, тоже могущие считаться источником приноса. Запасы медных руд у Траутенау исчисляются в 600 тыс. *т* с 2,7% Cu. Аналогичные месторождения известны во внутренне-судетской мульде (Вернерсдорф) (см. IX, B).

В связи с этим надо упомянуть, что в южном крыле баррандова комплекса в горизонте $d_1\beta$ по трещинам встречается киноварь (Ядова гора = Гифтберг у Коморау = Комарова). Практического значения это месторождение не имеет.

Наконец следует указать на *полудрагоценные камни* Богемии, прежде всего на знаменитые гранаты (пиропы). Они в настоящее время представляют третичные месторождения, однако же происходят из серпентинита (метаморфизованного перидотита) докембрийского возраста в основании Северо-богемской холмистой страны.

Серпентиниты прорваны третичными излияниями, раздроблены и включены в обломочные туфы. От этих богатых гранатом обломочных туфов остались лишь далеко друг от друга разбросанные реликты (Лингорка). Туфовый покров в дилювии был эродирован, так что ныне гранаты встречаются в обогащенном виде в делювиальных или после еще однократной обработки даже в аллювиальных песках. В этих пироповых россыпях, достигающих 6 *м* мощности, наряду с гранатами (величиной в рисовое зерно или горошину) встречаются также шпинель, опал, топаз, рубин, сапфир и циркон. Указывалось на один случай нахождения алмаза *(VIII, 77)*.

ЛИТЕРАТУРА

Общие работы

1. Cloos, H. Das Batholithenproblem. Fortschr. Geol. u. Pal. I, 1923.
2. Geol. Karte des Tschechoslovakei 1 : 400 000. Prag, 1927.
3. Katzer, F. Geologie von Böhmen. Prag, 1892.
4. Suess, F. E. Bau und Bild der Böhmischen Masse. Wien, 1903.
5. — Intrusionstektonik und Wandertektonik im variscischen Grundgebirge. Berlin, 1926.
6. Sander, B. Bemerkungen über tektonische Gesteinsfazies und die Tektonik des Grundgebirges. Verh. geol. R. Wien, 1914.
7. Zapletal, K. Zur Geologie der Böhmischen Masse. Geolog. R. XIX, 1928.
8. — Zur Auffassung des variscischen Orogens. Centralbl. B. 5, 1928.
9. Woldrich, J. Geol. Karte der Tschechoslovakei 1 : 750 000 in 2 Blättern. Brünn, 1926.

Моданубский комплекс [1]

10. Becke, F., Himmelbauer, A., Reinold, F., Görgey, R. Das niederösterreichische Waldviertel. Tschemarks min. u. petr. Mitt. 32, 1914.
11. Cloos, H., Balk, R., Cloos, E., Scholtz, H. Die Plutone des Passauer Waldes. Monogr. z. Geol. u. Pal. II, 3, Berlin, 1927.
12. Frentziel, A. Das Passauer Granitmassiv. Geogn. Jahresh., 24, 1911.
13. Hinterlechner, K. Vorlage des Spezialkartenblattes Iglau. Verh. K. K. Reichs. 1910.
14. — Geol. Verhältnisse im Gebiete des Kartenblattes Deutschbrod. Jb. geol. R. Wien, 1907.
15. — Geol. Mitteilungen über die ostböhm. Graphite und ihre stratigr. Bedeutung für einen Teil des krist. Territoriums der böhm. Masse. Verh. geol. R. Wien, 1911.
16. Kölbl, L. Der Südrand der Böhmischen Masse. Geol. R. XVIII, 1927.

[1] Обстоятельный обзор литературы можно найти у Kölbl, Geol. R. XVIII, 1927; для Баварской части см. M. Schuster, 1923; ранние работы — у F. E. Suess, Bau und Bild, 1903.

17. Kölbl, L. Zur Deutung der moldanubischen Glimmerschieferzone im niederösterreichischen Waldviertel. Jb. geol. B. Wien, 1922.
18. Köhler, A. Das Granulit- und Granulitgneisproblem im südwestl. Waldviertel. An. Ak. Wiss. Wien, 1925.
19. Limbrock, H. Die Granulite von Marbach — Granz a. d. Donau. Jb. geol. B. Wien, 1923.
20. Suess, F. E. Bericht über eine geol. Exkursion nach Hauzenberg im Bayrischen Wald. Sitz.-Ber. Ak. Wiss. Wien, 134, 1925.
21. Sokol, R. Der Böhmerwald. Teil IX. Sb. st. geol. ust. III, 1923.
22. Schuster, M. Abriß der Geologie von Bayern rechts des Rheines. Abt. III, V. 1923.
23. Waldmann, L. Zum geol. Bau des moldanub. Grundgebirges a. d. Kartenblatt Gmünd. Sitz.-Ber. Ak. Wiss. Wien: I: 12 Febr. 1925, II: 4 März 1926, III: 18 Nov. 1926, IV: 10 Nov. 1927, и там же 18 Mai 1928.
24. — Umformung und Kristallisation in den moldanubischen Katagesteinen des nordwestlichen Waldviertels. Mitt. geol. Ges. Wien, 20, 1927.
25. Weinschenk, E. Zur Kenntnis der Graphitlagerstätten. Abh. bayr. Ak. Wiss. XIX, 2, 1899.
26. — Der bayrische Wald zwischen Bodenmais und dem Passauer Graphitgebiet. München, 1899.
27. Zelenka, L. Geol. Studien in dem Tschechisch-Mährischen Hochland. Sb. st. geol. ust. V, 1925 и там же VII, 1927.

Стратиграфия баррандова комплекса

Альгонк

28. Kettner, R. Versuch einer stratigr. Einteilung des böhmischen Algonkiums. Geol. R. 1917.
29. — Über die Beziehungen der Glimmerschiefer zu den Phylliten und den Gneisen in der Umgebung von Luditz in Westböhmen. Bull. int. Ac. sc. Bohême, 1913.
30. — Über einige Eruptivgesteine im Algonkium des Moldaugebietes. Bull. int. Ac. sc. Bohême, 1912.

Кембрий

31. Kettner, R. Über Zitecer Konglomerate — den untersten Horizont des böhmischen Kambriums. Bull. int. Ac. sc. Bohême, 1915.
32. — La Géologie du Cambrien de Skreje et de Tejrovice et de terrains environnants. Sb. st. geol. ust. III, 1923.
33. — La Géologie de Přibram dans la lumière des investigations nouvelles. Sb. st. geol. ust. V, 1925.
34. Moscheles, J. Fortschritte in der stratigr. Erforschung des mittelböhmischen Altpaläozoikums. Kambrium. Geol. R. 15, 1924.
35. Pompeckj, J. Die Fauna des Kambriums von Tejrovice und Skrej in Böhmen. Jb. geol. R. Wien. Reichs. 45, 1895.
36. Smetana, v. Über die ältesten *Paradoxides* von Skrej. Sb. st. g. ust. I, 1919—20.

37. Heritsch, F. Das Silur von Böhmen. Geol. R. XIX, 1928 (Обстоятельная библиография).
38. Kettner, R. Transgressions et régressions des mers du silurien inférieur dans la Bohême. Bull. int. Ak. sc. Bohême, 1921.
39. Kettner, R. et Kodym, O. Coupe géologique du Barrandien. Kn. St. geol. ust. 2, Prag, 1922.
40. Novak. Zur Kenntnis der Etage F. Sitzb. Böhm. Ges. Wiss. 1886.

Девон

41. Frech, F. Lethaea Paläozoica, т. 2, 1902, стр. 183 и след.
42. Kayser, E. und Holzapfel, E. Über die stratigr. Beziehungen der böhm. Stufen F, G, H, zum rhein. Devon. Jb. geol. Reichs. Wien, 1894.
43. Kodym, O. Geol. Mapa okresa Berounského. Knih. st. geol. ust. 1, Prag, 1921.
44. — Coupes géol. du Barrandien, Partie occidentale du Gotlandien et du Devonien. Kn. st. geol. ust. 9, Prag, 1925.
45. Seemann, F. Das mittelböhm. Obersilur und Devongebiet südwestlich von Beraun. Beitr. Geol. Pal. Öst.-Ung. u. Or. XX, 1907.
46. Zelizko, J. Über die Fauna du Bande f im mittelböhm. Silur. Verh. geol. R. Wien, 1898.

Тектоника Баррандова комплекса[1]

Палеозой

47. Andrussov, D. Geol. Verhältn. der Umgebung von Zbirch. Sb. st. geol. ust. V, 1925.
48. Kettner, R. Über die Eruptionsfolge des südöstl. Flügels des Barrandiens. Jb. geol. R. Wien, 1917.
49. — Principes de la tectonique de la Bohême centrale. Congr. int. geol. Brüssel, 1923.
50. — Beitrag zur Kenntnis der Geol. Verhältnisse der Umgebung von Königsaal. Verh. geol. R. Wien, 1914.
51. Kodyn, O. La seconde phase du plissement varisque dans le Barrandien. Sb. st. geol. ust. 1919/20.
52. Koutek, J. Skizze der geol. Verh. der Gebiete zwischen Benešov und Neveklov. Sb. st. geol. ust. V, 1925.
53. Matejka, A. Géologie du district Nord de la Vlatava. Sb. st. geol. ust. 1919/20; там же 1923.
54. Slavik, J. Vulkanismus im Barrandien. Časopis Mus. Král. Česk. 1917/18.

Позднепалеозой

55. Broili, F. Über Sclerocephalus aus der Kohle von Nürschan und das Alter dieser Ablagerungen. Jb. geol. R. Wien, 58, 1908.

[1] См. также 29, 33, 39, 43 и 44.

56. Čepek, L. Geologie des südl. Teiles des Pilsner Steinkohlenbeckens (по-чешски). Prag, 1926.
57. Fritsch, A. Fauna der Gaskohle und der Kalksteine der Permformation Böhmens. Prag, 1883—1901.
58. Katzer, E. Die anthrazitführenden Permablagerungen bei Budweis. Öst. Z. f. B. u. H. 1895.
59. — Der Morensko-Koschtialover Steinkohlenzug bei Semil im NO Böhmens. Verh. geol. R. Wien, 1904.
60. Petraschek, W. Die Schichtenfolge im Perm bei Trautenau. Verh. geol. R. Wien, 1906.
61. Purkyně, C. Karbon und Perm südlich des Riesengebirges. Rozpravy II třidy ceske akad. 38, 1929.
62. — Zur Kenntnis der geologischen Verhältnisse der mittelböhmischen Steinkohlenbecken. Verh. geol. R. Wien, 1902.
63. — Nýřanská sloj uhelná u Nýřan. Rozpr. akad. Prag, 1899.
64. Weithofer, K. A. Zur Frage der gegenwärtigen Altersverhältnisse der mittel- und nordböhmischen Karbon- und Permablagerungen. Sitzb. Ak. Wiss. Wien, 107, 1898.
65. — Geolog. Beobachtungen im Schlaner Steinkohlenbecken. Verh. geol. R. Wien, 1901.

Железные горы

66. Hinterlechner, K. Über metam. Schiefer a. d. Eisengebirge in Böhmen. Verh. geol. R. Wien, 1910.
67. Hinterlechner, K. und Jahn, J. Über Eruptivgesteine aus dem Eisengebirge in Böhmen. Jb. geol. R. Wien, 1909.
68. Jahn, J. Basaltbrecccie mit silurischen Fossilien in Östböhmen. Verh. geol. R. Wien, 1896.
69. Wurm, Ant. Das Alter der Kieselschiefer der Umgebung von Hlinsko. Vestn. st. geol. ust. III, 1927. Сравни также 3, 7, 15.

Месторождения

70. Feistmantel, C. Die Eisensteine in der Etage D des böhmischen Silurgebietes. Abh. böhm. Ges. Wiss. VI, 1875—76.
71. Görl, W. Montangeologische Beshreibung des Přibramer Bergbauterrains, 1892.
72. Hofmann, A. Antimonitgänge von Pricov in Böhmen. Z. f. pr. Geol. 1901.
73. Hofmann, A. und Slavik, F. Über das goldführende Gebiet von Kasejovic. Rospr. cesk. Akad., 1912.
74. Kaiser, E. Die Entstehung der Passauer Graphitlagerstätten. Geol. R. 13.
75. Kettner, R. Zur Stellung der Přibramer Dürrerze. Bergbau und Hütte, 1918.
76. Krusch, P. Über die Goldlagerstätten von Roudny in Böhmen. Z. D. G. G., 1902.
77. Müller, B. Wirtschaftsgeologie der Tschechoslowakei. Reichenberg, 1924.
78. Peinert, W. Zur Frage der Entstehung der Passauer u. verwandter Graphitlagerstätten. Z. f. pr. Geol. 1925.

79. Posepny, F. Goldvorkommen in Böhmen. Arch. f. pr. Geol. 1893.
80. Ryschkewitsch, E. Über die Entstehung des Passauer Graphitvorkommens. Z. f. pr. Geol. 1924.
81. Slavik, F. Die Goldquarzgänge Mittelböhmens. Z. f. pr. Geol. 1914.
82. Weinschenk, E. Die Kieslagerstätten am Silberberg bei Bodenmais. Abh. bayr. Ak. Wiss., 21, 1901.

Глава девятая

ВОСТОЧНЫЙ И СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ КРАЯ БОГЕМСКОГО МАССИВА

А. СИСТЕМА ВОСТОЧНЫХ СУДЕТ

1. ОБЗОР

В предшествующем описании уже выяснилось, что молданубский комплекс на востоке залегает на совершенно иного типа структуре, и что граница отчетливо обозначена полосою слюдяных сланцев. Заслуга Ф. Э. Зюсса (*IX*, 78) в том, что он первый обнаружил эту границу. Область, примыкающая с востока и могущая быть причисленной к восточно-судетской структуре, носит иной характер. Отлично уже историческое ее развитие, которое, начиная с нижне-девонской трансгрессии, прослеживается с полной определенностью; оно проходит через «геосинклинальную фазу» в среднем и верхнем девоне и через интенсивную нижне-карбоновую седиментацию к образованию паралической внешней впадины (верхняя Силезия).[1] Палеогеографическое развитие поэтому отклоняется от богемского ядра, и соответственно с этим карбоновое горообразование указывает на несравненно большую интенсивность.

В частностях имеются во всяком случае значительные различия; прежде всего можно разграничить сильно метаморфизованную западную часть и неметаморфическую восточную часть.

Западная часть (Моравия) граничит с молданубскими породами большим нарушением надвигового характера и прослеживается в ССВ направлении от Дуная у Кремса до Силезской равнины. Сильно метаморфизованные породы с варисскими интрузиями в очень осложненном залегании характерны для этой зоны. Считая с юга на север, сюда принадлежат: 1) моравские купола от Дуная до Эльса в Моравии (Тайя и Шварцава), 2) западная часть высокой впадины вплоть до Снежных гор (коперникская и гохшаарская группы), 3) гнейсы и метаморфические сланцы Силезской равнины между Стреленом и Фридебергом с несогласным гранитным массивом.

[1] *Прим. ред.* Т. е. впадина, заполненная осадками с растительными остатками, отложившимися в мелководных заливах.

В восточной части можно выделить автохтонные додевонские массивы, связь которых однако внешне не различима; сюда же надо на юге причислить Брюннский изверженный массив (Брно), а на севере, т. е. в восточной части высокой впадины (Альтфатер), — Тэсский гнейсовый массив. На это автохтонное ядро на севере налегает неметаморфизованная девонско-кульмская серия моравского карста и Драганского плато на юге, входящие в состав низменной впадины. К ней примыкает на востоке внешняя впадина Верхне-силезского каменноугольного бассейна.

Из работ Ф. Э. Зюсса, Заплетала, Бедерке и др. с достоверностью вытекает, что западная часть моравско-силурийской зоны являет собою лишь метаморфическую и прорванную варисскими интрузиями фацию синхроничной восточной части. Поэтому следует исходить из этой более легко расшифровываемой восточной части, дабы охватить связь явлений.

2. ДОДЕВОНСКИЙ ЦОКОЛЬ

а) Изверженный массив Брно

Изверженный массив Брно (или Брюннский) принадлежит к кальциево-натриевому ряду, а в смысле минеральной фации, по Заплеталу, к ветви слюдяных диоритов. Более кислые члены обнаруживают сходство с норвежской трондьемитовой ветвью, что тем самым определяет их разницу с калиевыми породами молданубского комплекса. Внутри массива наблюдается ясная хронологическая последовательность.

Древнейшими являются в центральных частях южной области плагиоклазовые горнблендиты, по Гольцу (Holetz), — древнеметаморфические и вследствие позднейшей интрузии претерпевшие вторичное термическое изменение. Не в непосредственной близости к контакту, но приблизительно в северном продолжении появляются повидимому более молодые габбро-диориты, тоже рассланцованные и превращенные в амфиболовые сноподобные сланцы (Garbenschiefer). Слоистые диориты прорваны нормальными диоритами и образуют с ними вместе центральную основную зону, идущую примерно с севера на юг. К востоку от нее лежат амфиболовые гранититы или кварц-диориты в виде следующего по возрасту члена, к западу же залегают самые молодые плагиоклазовые гранититы (по Заплеталу) с глыбовыми включениями диорита (*IX*, *36*, 88).

Граниты местами обнаруживают краевую фацию альбитовых аплитов красноватого цвета. Тут же известны дайки рассланцованного плагиаплита. Далее широко распространены диорит-порфириты, которые должны быть, по Заплеталу, старше, а по Гольцу, — моложе, нежели аплитовые интрузии. Во всяком случае лампрофиры (керсантиты) еще моложе, и наконец появляются порфиритовые уралитизированные диабазы в восточной части области, которые быть может еще много моложе. Очень широко распространены баритовые жилы с флюоритом и галенитом, во всяком случае послеварисские.

Характерно отсутствие во всей этой массе флюидных остаточных продуктов (нет турмалиновых аплитов, нет пегматитов), что быть может объясняется очень низким уровнем эрозии (Заплеталь). О первичной кровле, а тем самым о возрасте, достоверных сведений не имеется. Гальки попадаются, согласно Маковскому и Жегаку (*IX*, *72*), уже в нижнем девоне, что недавно подтверждено Заплеталом. Глыбы додевонской епанчи (биотитовые гнейсы, эрланы,[1] корнубианиты[2]) в массиве случайно сохранились, однако могут происходить из первичной подошвы, поскольку обнаруживаются по долинам. Заплеталь считает их альгонкскими.[3]

Массив Брно позднее при карбоновом горообразовании в общем разбит в значительной мере на отдельные глыбы. Преобладают северо-южные разломы со следами движения (серицитовые волокна), по Зюссу; прорывы и надвиги на него несогласного покрова встречаются часто.

На востоке и на севере массив окутан плащом девонских отложений, на западе же он обрывается у сброса Босковицкой борозды, уходя в глубину; но в высшей степени вероятно, что гранодиоритовые ядра моравских куполов (см. ниже) по ту сторону борозды принадлежат подобной же массе.

b) Тэсский гнейс

На севере изверженный массив Брно исчезает под более молодым плащом девона и кульма; в долине Марха и у Ольмюца вновь видна несогласная глубинная структура гнейса, гранита и амфиболита.

То, что показывается по ту сторону Мархской долины из-под девонского покрова, имеет уже иной характер. Здесь господствуют широко распространенные так называемые хлоритовые гнейсы, которые однако по более старым работам Бекке (*IX*, *2*), подтвержденным в недавнее время Бедерке (*IX*, *7*), являют собою лишь краевую диафторитовую фацию альтфатерского ядра, т. е. так называемых тэсских гнейсов. Переход богатых слюдой и относительно бедных полевыми шпатами инъекционных ортогнейсов и гнейсов в очковые и филлитовые серицитовые гнейсы может быть прослежен шаг за шагом. Но наряду с этими главными видами выступают еще и другие додевонские породы: биотитовые гнейсы, протогинообразные граниты и прежде всего мощные видимо менее рассланцованные и может быть более молодые габбро-диориты (Цёптау, Фрейвальдау), возраст коих, равно как и отношения залега-

[1] *Прим. ред.* Метаморфическая порода, состоящая из пироксена, плагиоклаза, кварца, везувиана, с примесью эпидота и других минералов.

[2] *Прим. ред.* Слоистая порода, состоящая из слюды и кварца; иногда под этим названием понимают турмалиновые роговики (Бонней), иногда контактометаморфические роговиковые породы (Заломон).

[3] Массив Брно долго считался молодым, т. е. варисским; неуверенность в определении его возраста основана отчасти на том, что девонская кровля лишь изредка залегает на первичной плоскости трансгрессии; по большей части граница представлена поверхностью (плоскостью) разрыва с сильным катакластическим рассланцеванием прилегающих гранитных и девонских частей.

ния далеко еще не выяснены. Предварительно можно лишь думать о додевонском кристаллическом ядре, несогласно подстилающем восточно-судетский палеозой.

3. ДРЕВНЕ-ПАЛЕОЗОЙСКИЙ ПЛАЩ

а) Девон

Нижний девон. Поверхность трансгрессии девона в первоначальном своем состоянии сохранилась в чрезвычайно редких местах. Как на массиве Брно, так в еще большей степени на альтфатерском ядре она обнаруживает последующее интенсивное рассланцевание, доходящее до образования типичных поверхностей отрыва или скалывания. Что здесь перед нами при налегающем нижнем девоне находится более молодая трансгрессия, видно из того, что на юге встречаются гальки Брюннского массива, а на севере — тэсского гнейса.[1]

Нижний девон — повсюду кластический и очень беден ископаемыми организмами. На массиве Брно он состоит из базальных конгломератов и из не очень мощной серии красных аркозовых песчаников и зеленых сланцев с прослоями красных песчаников. Если и попадаются морские формы, то все же это нечто вроде фации древних красных отложений, находящейся в крайне резком противоречии с тою, что имеется во внутренне-богемском девоне.

Кластический характер трансгредирующего нижнего девона продолжается и далее к северу, где Рёмер (*IX, 70*) описал ископаемых из кварцитов Вюрбенской долины (Вюрбенталя).

Речь идет о *Grammysia ovata, Gr. abbreviata, Pterinea* sp., *Palaeosolen costatus, Leptodomus latus, Edmondia acutangula, Spirifer hercyniae, Kochia capuliformis, Rensselaeria strigiceps, Tropidoleptus rhenanus, Homalonotus Roemeri, Murchisonia* sp., *Tentaculites* и др.

Фауна, приравненная Кайзером к таунусскому кварциту, позднее была отнесена Фрехом к нижне-кобленцским слоям. Во всяком случае во всей области нижние отделы нижнего девона видимо отсутствуют.

Бедерке (*IX, 7*) сумел доказать, что этот нижний девон, сильно метаморфизованный уже у Вюрбенталя, продолжается и далее на север и наблюдается еще в Силезской равнине в группе Румельсберга. Выходящие здесь мощные кварциты однако настолько сильно растянуты («финиковые» кварцы Крумендорфа — Dattelquarze) и метаморфизованы более молодыми гранитами, что нечего надеяться найти в них фауну.

Средний девон. В верхах нижне-девонских кластических отложений повидимому имеется перерыв по крайней мере на юге (Брно). Там отсутствует эйфельский ярус. Верхи среднего де-

[1] По Заплеталу, на западе (в шварцавском куполе) кластический девон залегает частью на неметаморфизованных известняках, вероятно силурийских; кроме сказанного ничего неизвестно об этой более древней свите отложений, указывающей на наличие баррандова комплекса *(IX, 82)*.

вона состоят из темных битуминозных известняков с *Stringocephalus Burtini*, на них — рифовые известняки с *Amphipora* (циатофиллидами, *Alveolites*, *Atrypa reticularis*). Эти довольно мощные известняковые массы образуют к востоку от Брно моравский карст. К югу они как будто бы трансгредируют на более глубоколежащие породы, так как здесь иногда нижний девон отсутствует в основании. Заплеталь считает, что на западе существовал отдельный бассейн с более глубоководной фацией (внутренние филлиты моравской зоны). Сходная чисто известняковая фация, в которой сверху вниз можно различить стрингоцефаловые, амфипоровые и коралловые известняки, выходит также и на северо-востоке Драганского плато у Риттберга (Целеховицы) (*IX*, *67*).

У Риттберга Феликс (*IX*, *23*) приводит трехчленное деление кораллового известняка:

1. Внизу: гастроподовый слой: *Murchisonia turbinata, Bellerophon tuberculatus, Euomphalus circularis, Aviculopecten polytrichus, Pterinopecten undosus, Paracyclus proavia.*
2. Коралловый слой: *Cyathophyllum helianthoides, C. planum, C. heterophyllum, C. vermiculare, C. ceratites, C. Lindströmi, C. caespitosum, C. hexagonum, Calceola sandalina*, mut. *westfalica, Favosites Goldfussi, F. cristata, F. reticulata, F. fibrosa, Alveolites suborbicularis, Aulopora, Heliolites* и др.
3. Наверху: трилобитовый слой: *Bronteus intermedius, Dechenella rittbergensis, Schizoproctus celechoviensis, Sch. moravicus, Rhynchonella cuboides, Orthis striatula, Tentaculites acuarius.*

В коралловом известняке, который Заплеталем относится уже к низам верхнего девона, выступает *Calceola*, повидимому принадлежащая к наиболее молодым мутациям Р. Рихтера (*westfalica*).

Несколько иначе построен средний девон, который вдоль линии разрыва далее на севере пересекает низкую впадину в виде гребня Штернберг-Бенниш. В основании здесь, по Кречмеру (*IX*, *45*), залегают диабазы, на них диабаз-порфириты (спилиты) и мандельштейновые (миндалекаменные) брекчии, еще выше подводный туф (шальштейн) и наконец крупнокристаллический разноцветный известняк с цефалоподами и криноидеями.

В нем находятся *Anarcestes lateseptatus, Cupressocrinus, Rhodocrinus verus, Melocrinus, Actinocrinus, Stromatopora polymorpha, Heliolites porosa, Alveolites suborbiculosus, Amplexus, Atrypa reticularis, Rhynchonella parallelipipeda.* В верхах их часто внутри превращенных в железную руду известняков [1] залегают филлитовидные сланцы с тентакулитами, *Acidaspis, Phacops (cephalotes* и *latifrons), Daimanella, Pentamerus, Petraia* и *Dendropora.* В связи с этими сланцами, по Г. Шмидту, иногда оказываются кремнистые сланцы (*IX*, *74*).

[1] Встречаются магнетит, тюрингит и железный алюмосиликат (моравит); превращение совершилось надо думать под влиянием диабазов (ср. гл. IX, С).

Здесь же имеется несколько иная «морская фация», причем однако одинаковый возраст ее с известняками моравского карста не доказан. Кречмер видел в беннишском известняке эквиваленты криноидной зоны в основании стрингоцефалового известняка, тогда как Г. Шмидт склонен считать, что вся свита должна быть отнесена к низам среднего девона, и отрицает наличие верхов среднего девона. Недостаточно ярко выраженная фауна сланцев между тем отнюдь не противоречит причислению ее к стрингоцефаловому горизонту.

Далее на западе эта свита сильно метаморфизована, а потому трудно определить ее возраст. Все же и там в верхах можно выделить кварциты Вюрбенталя, черные филлиты с зелеными сланцами и кристаллические известняки, которые Рёмер относит еще к нижнему девону, а Э. Титце и Бедерке считают их скорее соответствующими только что описанной средне-девонской серии. Еще севернее в Силезской равнине они принимают совершенно кристаллический облик, но сообщество слюдяных сланцев, амфиболитов и кристаллических известняков прослеживается еще вполне отчетливо и далее (Руммельсберг).[1]

Верхний девон в районе Брно легко расчленяется и описан многократно. К югу он трансгредирует в виде конгломератов и аркозов прямо на кристаллические породы. Выше выступают массивные коралловые известняки или же севернее — линзовидные краменцельские известняки, которыми местами верхний девон по-видимому и начинается. У Брно, по Оппенгеймеру и Жегаку (*IX, 53, 72*), можно снизу вверх различать.

a) Плитчатые, частью же массивные известняки с брахиоподами (продуктелловый известняк). *Productella subaculeata, Orthis striatula, Spirifer pachyrhynchus, Sp. Archiaci, Sp. Verneuili* var. *tenticulum, Martinia inflata, Retzia prominula, Rhynchonella pugnus, Rh. Gürichi, Pleurotomaria, Murchisonia, Euomphalus, Porcellia* и т. д.

b) Темносерый цефалоподовый известняк. *Entomis serratostriata, Orthoceras, Cyrtoceras, Gomphoceras densseptatum, Bactrites carinatus, Tornoceras undulatum, T. auriforme, Cheiloceras amblylobum, Ch. subpartitum, Posidonia venusta, Myophoria rhomboidea, Conocardium ibergense, Buchiola retrostriata, B. palmata, Cardiola suborbicularis, Productus subaculeatus, Rhynchonella rhomboidea.*

c) Черные тонкоплитчатые битуминозные остракодовые известняки. *Entomis serratostriata, Richterina angulosa, Avicula Wurmi, Posidonia venusta, Lingula subparallela.*

---

[1] Совсем недавно Стейскал вновь обследовал этот район (Geol. Rundsch. 1929, H. 6), и он тоже находит, что средняя зона глинистых сланцев принадлежит к среднему девону. Излияния начались кератофирами щелочного ряда, за которыми лишь позже последовали щелочные диабазы. Верхняя зона состоит из граувакковых сланцев с прослоями известняков и дайками более молодых диабазов. По Стейскалу, можно прямо считать их верхне-девонскими, но точное их стратиграфическое положение пока еще неизвестно.

d) Черные плотные битуминозные климениевые известняки, частью переходящие в желваковые известняки. *Orthoceras, Bactrites clymeniarum, Praeglyphioceras moravicum, Laevigitès laevigatus, Platyclymenia annulata, Pl. intracostata, Pl. pseudoflexuosa* и др. *Richterina moravica, Proetus, Posidonia retrostriata* и др. По Шиндевольфу, могут быть эквивалентами горизонтов постпролобитового (IV) и левигитесового (V).

e) Я. Зденек *(IX, 89)* с недавнего времени выделяет как самый верхний горизонт битуминозные известково-глинистые сланцы (ципридиновые сланцы) с *Posidonia venusta* и *Entomis serratostriata.*

Верхний девон впадины представляет еще неразрешенные проблемы. На среднем девоне Бенниша залегают повидимому несогласно известковые граувакки и сланцы — так называемые энгельсбергские слои.

Рассматривавшиеся ранее Рёмером как средний девон, они позднее были отнесены Титце к трансгредирующему кульму. Кречмер затем снова опроверг наличие несогласия и признал верхне-девонский их возраст. Недавно Г. Шмидт нашел при вообще однообразных условиях залегания фауну, видимо принадлежащую низам верхнего девона, с *Manticoceras intumescens*, cf. *Gephyroceras gerolsteinense*, cf. *Tornoceras simplex* рядом с *Archaeocidaris Urii, Loxonema laeva, Cyathophyllum, Productella.* [1]

Кроме того Г. Шмидт в сланцеватых глинах нашел вблизи от самых верхних граувакк *Clymenia angustiseptata* и поэтому предполагает, что энгельсбергские слои охватывают весь верхний девон. Таким образом эти породы нельзя отделить от типичного кульма. С энгельсбергскими слоями связаны прослои известняков и диабазы.

Стейскал (в указанном сочинении) выступил недавно решительным образом за нижне-карбоновый возраст этих слоев, не разрешая вместе с тем вопроса о наличии верхнего девона. Может быть последний сильно смыт во время бретонского складкообразования.

Итак вопрос о возрасте энгельсбергских слоев остается еще не вполне выясненным. Если даже верхний девон здесь присутствует, он во всяком случае представлен совершенно иной фацией, отличающейся от брюннского девона, и приближается к верхнему девону Фрейбургского района в нижней Силезии.

По восточному краю Верхне-силезского бассейна под Краковом (Дебник) и далее на севере выходят еще раз девонские породы.

---

[1] Находки обнаружены на дне древней промоины в сланцеватой глине, заполненной когда-то известковым конгломератом. Из гониатитов лишь у мантикоцератитов имеются следы объемлющего седла, тогда как у других скульптура и лобовая линия седла не сохранились. Кнош поднял вопрос, не находятся ли здесь ископаемые во вторичном местонахождении; *Archaeocidaris Urii* в сущности является карбоновой формой *(IX, 39)*.

Профиль складывается здесь так (*IX*, *35*):

Верхний девон	Строматопоровый известняк
	Известняки со *Spir. murchisonianus* var. *globosa* и *Sp. angustirostris*
	Лейориниховые слои с *L. laevis* и *L. Krakoviensis*
	Тумидальские слои со *Spirifer Archiaci* и пятнистые известняки с филлипсастреями и гастроподами
Верхи среднего девона	Амфипоровый известняк и доломит
	Коралловые известняки с *Stringocephalus* или мраморы и доломиты южнее Дебника

Сходство среднего девона с моравским очень сильное; имеется даже прямое отношение с Польским средногорьем. В верхнем девоне наоборот видимо имеются различия, проявляющиеся правда впервые лишь в средних частях, так как базальные слои свободно можно сравнивать с продуктелловыми известняками Брно. В верхах напротив имеется брахиоподовая фация (фация мелкоморья = = Schwellenfazies), отличающаяся от цефалоподовой фации Брно.

b) Нижний карбон

Положение девоно-карбоновой границы в Моравии, как сказано, еще не вполне выяснено. Вряд ли однако можно сомневаться в том, что представленный кульмской фацией нижний карбон почти везде лежит несогласно, и что трансгрессия проявляется ярче всего в горизонте III (глифиоцерасовый горизонт).

Более глубокие нижне-карбоновые слои по сие время палеонтологически еще не доказаны. По Заплеталу (*IX*, 85) и Паттейскому (*IX*, *54*), можно составить следующую схему:

Драганское плато по Заплеталу	Нижняя впадина по Заплеталу	Нижняя впадина по Паттейскому
5. Граувакковый сланец	Граувакка и сланцы Биловец	Вагштадтские сланцы
4. Верхние конгломераты	Градекская граувакка. Рачицкий конгломерат	Грацская граувакка
3. Граувакковый и посидониевый сланцы или полимиктовые конгломераты	Моравицкий кровельный сланец	Сланцы долины Моры
2. Нижняя граувакка, частью отсутствующая, или полимиктовые конгломераты	Люлецкая граувакка. Бераунский конгломерат	
1. Нижние глинистые сланцы, частично отсутствующие	Сланцы, частью отсутствуют	

Как показывает уже эта таблица, на юге нижние слои частью представлены целиком полимиктовыми конгломератами, точный возраст коих естественно трудно определить. Так как положение энгельсбергских слоев и граувакк у Бенниша еще совершенно не выяснено, то наличие нижне-кульмских слоев по сей день находится под вопросом, хотя конгломераты 2 горизонта (бераунские

конгломераты) по указаниям часто несогласно трансгредируют на слои различного возраста. В верхах этой 2 зоны, т. е. в сланцах долины Моры, впервые выходят вполне точно определимые органические остатки и притом наряду с уже широко распространенными *Posidonia Becheri* и *Orthoceras striolatum*, *Glyphioceras crenistria*, *Nomismoceras germanicum*[1] и *Glyphioceras striatum falcatum*. Речь идет здесь следовательно об эквивалентах ярусов III α и III β нижнего карбона.

Как уже сказано, положение нижних граувакк еще не выяснено. Кнопп указывает на тесную связь их с верхними сланцами и думает, что в их основании можно видеть еще трансгредирующие конгломераты с *Asterocalamites*, тогда как находки Г. Шмидта указывают на девонский возраст. В последнем случае должны были бы отсутствовать перициклусовый и протоканитовый горизонты, и даже часть верхнего девона.

В верхах сланцев Морской долины должны опять-таки залегать конгломераты и граувакки (грацские конгломераты) и затем вагштадтские сланцы. Кнопп оспаривает это деление и считает, что грацские конгломераты являются эквивалентом нижних граувакк, которые вследствие сложного надвигового строения еще раз выходят на поверхность. Между тем, фаунистические находки частично указывают на более молодой возраст.

В грацских граувакках был обнаружен *Glyphioceras crenistriatum* Bisat из основания горизонта III γ (по Шмидту), в вагштадтских слоях — *Glyphioceras granosum*, cf. *Homoceratoides divaricatum* и cf. *Dimorphoceras*. Эти находки также показывают что вагштадтские слои следует относить еще к нижнему карбону в противовес более раннему взгляду Паттейского; флористического сходства с намюром все же не следует отрицать, хотя оно при недостаточной изученности кульмской флоры вряд ли может считаться решающим.

В еще не разъясненной в стратиграфическом отношении связи в моравском кульме обнаружены известковые пласты с *Phillipsia*, *Orthoceras*, *Euphemus (Orbignyi)*, *Aviculopecten*, *Chonetes papilionacea*, *Ch. hardrensis*, *Schellwienella crenistria*, *Rhynchonella pleurodon* и т. д.

---

[1] Из фауны этого комплекса следует упомянуть: *Orthoceras scalare* и др., *Cyrtoceras rugosum*, *Pecten Roemeri* и др., *Leptocrinus speciosus*, *Phillipsia latispinosa*. Флора содержит: *Lepidodendron Veltheimi* и др., *Asterocalamites scorbiculatus*, *Cardiopteris frondosa*, *Adiantites tenuifolius* и др., *Rhacopteris inaequilatera* и др., *Sphenopteridium dissectum*, *Sph. Schimperi* и др., *Rhodea patentissima*, *Rh. moravica* и др., *Sphenopteris divaricata* и др., *Neuropteris antecedens* и т. д. По Паттейскому (*IX*, *55*).

[2] Остальная фауна состоит, по Паттейскому, из: *Chonetes hardrensis*, *Productus longispinus*, *Rhynchonella pleurodon*, *Orthotetes crenistria*, *Pecten grandaevus*, *Posidonomya corrugata*, *Ctenodonta laevirostris* и др. и таким образом отклоняется от слоев долины Моры. Довольно богатая флора уже сильно приближается к той, что имеется в нижних остравских слоях (*Equisetum mirabile*, *Rhacopteris transitionis*, *Adiantites oblongifolius*, *Palmatopteris subgeniculata*), и, по Паттейскому, указывает на соотношения с вальденбургскими слоями.

Если сопоставить все эти данные, то окажется, что сведения о древнейшем кульме еще требуют подтверждения, и что во всяком случае горизонт III весьма далеко трансгредирует на ранее сложенную в складки страну. При этом горизонт этот на юге — конгломератовый, а к северу становится тонкозернистее. Признать наличие нескольких несогласий можно лишь после основательной проверки (из них 2—3 древнейшие должны быть бретонскими, а более молодые — внутри-визейскими). С уверенностью можно говорить об одном бретонском несогласии, но точное стратиграфическое положение его выяснить еще не удалось.

Естественно размеры мощности колеблются очень сильно: в то время как Паттейский считает, что кульм в вышеуказанном смысле равняется 4 800 *м*, Кнопп думает, что, приняв во внимание чешуйчатую тектонику, следует ограничиться лишь 700 *м*. Так как он не причисляет сюда ваштадтских слоев, то его величины кажутся преуменьшенными, тогда как у Паттейского они скорее преувеличены.

К востоку от Верхне-силезского угольного бассейна нижний карбон выражен фацией каменноугольных известняков; фациальный переход следовательно должен происходить под дном бассейна.

Расчленение краковского нижнего карбона дано недавно Я. Ярошем (*IX, 35*). В основном внизу залегают темные богатые кремнями битуминозные известняки, тогда как визейский ярус представлен светлыми известняками с *Prod. giganteus*. На нем появляются местами еще красные и темнобурые глинистые сланцы.

В подробностях деление таково (сверху вниз):

Визейский ярус (зона D). Буро-красные известняки с фораминиферами, сланцы и мергель. *Prod. latissimus* и *Prod. giganteus*.

(зона S_2). Светлосерые известняки с *Prod. striatus*,[1] *Seminula ambigua*. Светлые известняки с *Prod. cora, Chonetes papilionacea*.

(зона S_1). Светлые известняки с *Prod. sublaevis, Pr. cracoviensis, Chonetes papilionacea, Chon. comoides, Spirifer triangularis, Sp. convolutus, Spir. planatus*.

(зона C_2).

Турнэйский ярус (зона C_1). Темносерые известняки с криноидеями. *Spirifer striatus* var. *cinctus, Reticularia lineata, Syringothyris cuspidata*.

(зона Z_2). Темные битуминозные известняки со сланцами. *Spirifer tornacensis, Syringothyris cuspidata, Product. margaritaceus, Chonetes hardrensis, Zaphrentis Phillipsi*.

[1] *Prod. corq, Prod. haemisphaericus.*

(зона Z_1). Серые известняки с *Prod. burlingtonensis* и *Sp. tornacensis*. Строматопоровые известняки с *Spir. Verneuili, Reticularia simplex, Productella praelonga.*

? Этрёнгский ярус или самый верхний девон.

Сильное влияние русских форм обнаруживается уже по наиболее старым работам. Из 67 брахиопод по меньшей мере 40 встречаются в Донецком бассейне, а именно в зонах C^1b — C^2d Лебедева.

По Чарноцкому (*II, 20*), следует считать вероятным, что верхние части каменноугольного известняка все более и более замещаются кульмской фацией уже по восточному краю Верхне-силезского бассейна; сюда же Чарноцкий относит и 350 *м* сланцев в Малиновицах, которые залегают под голоножским песчаником и видимо на более глубоколежащем каменноугольном известняке. Однако вполне мыслимо, что эти слои, как в Польском среднегорьи, представляют лишь верхний визе.

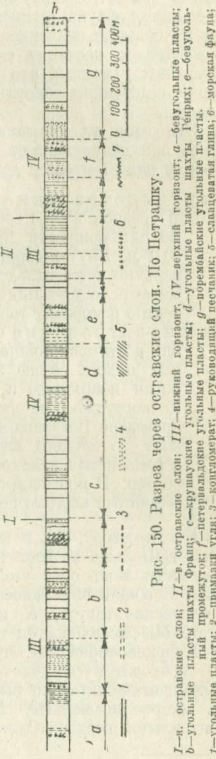


Рис. 150. Разрез через остравские слои. По Петрашку.

I—a, остравские слои; *II—f*, остравские слои; *III*—нижний горизонт; *IV*—верхний горизонт; *a*—безугольные пласты; *b*—угольные пласты; *c*—промежуточные угольные пласты; *d*—угольные пласты шахты Генрих; *e*—безугольный промежуток; *f*—петерсвальдские угольные пласты; *g*—перембайские угольные пласты.
1—угольные пласты; *2*—прямази углей; *3*—конгломерат; *4*—рудоводный песчаник; *5*—сланцеватая глина; *6*—морская фауна; *7*—точильный камень.

c) Верхний карбон верхней Силезии

Трудность разграничения нижнего карбона от верхнего коренится в том, что по сие время не удалось найти несогласие между ними по западному краю бассейна. Из этого выясняется также, почему Паттейский причисляет даже гращский конгломерат и вагштадтские слои к верхнему карбону, что, согласно вышеупомянутым находкам фауны, кажется мало вероятным.

По Петрашку (*IX, 59, 60*), никакого несогласия обнаружить нельзя, но перерыв в метаморфизме между кульмом и верхним карбоном все же возможно предполагать.

Внутри бассейна представлены лишь намюрский (судетский) и вестфальский (саарбрюкский) горизонты, которые выделяются как остравские слои = краевой группе и карвинские слои = седловой и муль-

довой группам.[1] Нижний отдел заключает в себе еще морские прослои, в верхнем таких нет вовсе.

Остравские слои. Комплекс начинается безугольными песчаниками свыше 300 *м* мощностью, в которых, по Г. Шмидту, встречаются нижне-намюрские гониатиты (горизонт IV). Как эквивалент им в восточной части бассейна можно было бы считать мощный в 250 *м* голоножский песчаник, в котором найдена скудная смешанная фауна нижнего и верхнего карбона;[2] все же первые имеют бо́льшее значение: судя по несогласию с каменноугольным известняком, песчаник следовало бы считать верхне-карбоновым; Петрашек указывал, что для остравских слоев особенно характерно содержание биотита в песчанике в противовес верхним слоям.

Эти слои на юго-западе у Остравы вскрыты лучше всего, и здесь они обнаруживают наибольшую мощность — около 3 200 *м*. Сверху вниз Петрашек делит их так (*IX, 57*):

Верхне-остравские слои (виртультавские слои). Мощность в среднем 950—1 200 *м* с 36 пластами угля, каждый свыше 30 *см*; мощность пригодных к разработке углей достигает 31,1 *м*. Внутри серии можно различать нижние яклювецкие и верхние петерсвальдские слои; последние начинаются конгломератом, содержащим кристаллические породы из Судет. Известно 6 морских горизонтов.

Нижне-остравские слои. За исключением безугольной части они достигают мощности до 1 650 *м*. Слои содержат 63 угольных пласта свыше 30 *см* каждый, с заслуживающей разработки мощностью в 41,7 *м*. Двучленное деление на нижние печковицкие (петерсгофские) и верхние грушавские слои проведено Петрашком. По границе лежит руководящий горизонт точильного камня, — очень мелкозернистый песчаник с раковистым изломом. Вся свита содержит 10 морских горизонтов. В противовес верхам здесь часто встречаются среднезернистые пестрые песчаники.

Как к северу, так и к востоку этот комплекс постепенно убывает. В Польше по восточному краю насчитывают в общем 900 *м* мощности лишь с 20 угольными прослоями всего в 13 *м* мощностью. В общем выяснилось, что к юго-западу число угольных пластов увеличивается, а мощность их убывает, т. е. пласты как будто бы расщепляются в этом направлении.

Морские горизонты строго отграничены, т. е. морская фауна не переходит в соседние слои, как считалось ранее. На западе Петрашек насчитал 16 таких горизонтов; он думает, что число их на востоке не меньше. К сожалению, изученность восточной и центральной верхней Силезии гораздо слабее, но все же, по новей-

[1] Без точного совпадения фаунистических границ.

[2] *Griffithides mucronatus, Bellerophon Urii, Aviculopecten sulcatus, Orthotetes crenistria, Paleacis antiqua, Chonetes hardrensis* и т. д. Списки фауны см. у Петрашка (*IX, 58*).

шим исследованиям Немчика, [1] эти горизонты во всяком случае еще имеются у Глейвица. С давних пор известен залегающий недалеко от верхнего края рёмеров горизонт с гониатитами *Gastrioceras circumnodosum* (по Г. Шмидту, 1925) и *Anthracoceras discus*, т. е. с представителями зоны $V\gamma$; поэтому эта самая верхняя часть остравских слоев, по новейшему геерленскому делению, причисляется уже к вестфальскому ярусу.

На востоке Чарноцкий *(IX, 20)* определяет шесть морских горизонтов с голоножским песчаником включительно, и притом на 30, 200, 300, 450, 600 и 900 *м* ниже седловых угольных пластов. Фауна состоит из трилобитов и брахиопод, которые в сущности схожи с теми, что имеются в самом глубоком горизонте.

Перечисление всей фауны, по сие время к сожалению еще не распределенной по горизонтам, не может быть приведено здесь; следует сослаться на списки Клебельсберга [2] и Михаэля [3] и на дополнения Петрашка (1928 г.); назовем здесь важнейшие формы:

Fenestella plebeja, Poteriocrinus crassus, Chonetes Hardrensis и др., *Dalmanella resupinata, Productus antiquatus, Pr. spinulosus, Pr. cora, Pr. longispinus, Pr. pustulosus, Pr. aculeatus* и др., *Spirifer Bronni, Martinia glabra, Orthotetes crenistria, Rhynchonella pleurodon, Pugnax pugnus, Posidonomya Becheri, Aviculopecten papyraceus, Modiola lata, Posidoniella laevis, P. minor, Edmondia laminata, Arca, Parallelodon, Avicula, Nuculana, Cardiomorpha, Nucula, Ctenodonta, Pecten, Solenomya* и другие моллюски, *Macrocheilus obscurum, Bellerophon moravicus, B. anthracophilus* и др. *Euphemus Orbignyi, Euph. sudeticus* и др., названные гониатиты, *Orthoceras, Nautilus, Griffithides mucronatus, Gr. acuminatus* и т. д.

Совершенно отдельно от этих морских горизонтов выходят прослои с пресноводными моллюсками *(Anthracomya, Carbonicola, Najadites)*, которые описаны А. Шмидтом. [4] Их руководящее значение еще не вполне твердо установлено.

По Клебельсбергу, между верхними и нижними остравскими слоями нет существенного фаунистического различия. В целом еще очень отчетливо нижне-карбоновое влияние, а регионально имеются значительные различия как с западной Германией, так и с СССР.

Флора, по новейшим данным Петрашка, сопоставлена в таблице на стр. 516.

Готан [5] указывает, что нижний отдел характеризуется остаточными от культма формами и типичными формами вальденбургской нижней полосы, тогда как в верхней появляются более молодые типы. В верхах важное значение имеет горизонт с исключительным содержанием *Neuropteris Bohdanowiczi*.

---

[1] Диссертация, Бреславль, 1929.
[2] Jb. geol. Reichsanstalt, Wien, 1912.
[3] Abh. preus. geolog. Landesanstalt, 71, 1913.
[4] Jb. geol. Reichsanstalt, Wien, 59, 1909.
[5] Abh. preus. geolog. Landesanstalt, 75, 1913.

Представители флоры	Нижне-остравский слой		Верхне-остравский слой	
	нижний горизонт	верхний горизонт	нижний горизонт	верхний горизонт
Asterocalamites scorbiculatus Schl.	+	+	+	+
Calamites Suckowi Brongn.	—	+	—	—
C. Roemeri Goepp.	—	+	—	—
C. cistiformis Stur.	+	—	+	—
C. Ostraviensis Stur	—	+	+	—
C. Haueri Stur	—	—	+	+
C. ramifer Stur	+	+	+	—
C. approximatiformis Stur	—	—	+	+
Sphenophyllum tenerrimum Ett.	+	+	+	—
Sphenopteridium Dawsoni Stur	+	—	—	—
Sph. cf. *Tschermaki* Stur	+	—	—	—
Sph. Gaebleri Pot.	+	—	—	—
Rhodea Stachei Stur	—	—	+	—
Rhodea tenuis Goth.	—	—	—	+
Sphenopteris Stangeri Stur	—	+	+	+
Sph. Larischi Stur	—	—	—	+
Sph. Schlehani Stur	+	—	+	+
Sph. praecursor Goth.	—	—	—	+
Diplotmema dissectum Brongn.	—	—	+	—
Dipl. dicksonioides Göpp.	+	+	—	+
Dipl. bermudensiforme Schloth.	+	+	—	+
Dipl. Mladeki Stur	—	—	+	—
Dipl. adiantoides Schloth.	+	+	+	+
Mariopteris laciniata Pot.	—	—	—	+
Sphenopteris Mauvei Pot.	—	—	—	+
Pecopteris aspera Brongn.	+	+	+	+
Alethopteris parva Pot.	—	—	—	+
Neuropteris antecedens Stur	+	—	—	—
Neur. Schlehani Stur	+	—	+	+
Neur. Kosmanni Pot.	—	—	+	+
Neur. Bohdanowiczi Zal.	—	—	—	+
Lyginopteris Oldhami Binn.	—	—	—	+
Lepidodendron Veltheimianum Sternb.	+	+	+	+
Lep. Rhodeanum Sternb.	—	—	+	+
Lep. Volkmannianum Sternb.	+	—	—	—
Sigillaria antecedens Stur	—	+	—	—
Sig. Eugenii Stur	—	—	—	+
Sig. inferior Weiss	—	—	—	+

Карвинские слои. В промышленном отношении очень важно деление на нижнюю седловую и верхнюю мульдовую группы, которые следует рассматривать отдельно.

Седловые угленосные пласты. Этот отдел на западе доходит до 270 *м*, на востоке — только до 15 *м* мощности *(IX, 28, 49)*. Характер осадков совершенно изменился, причем появляются не только грубые песчаники, но даже конгломераты в значительном развитии; к востоку сланцы вовсе выклиниваются. Наряду с этим немногочисленные, но чрезвычайно мощные угольные пласты особенно характерны, причем на западе при 6 угольных пластах общая мощность угля равна 27,3 *м*, а на востоке при одном пласте — 12 *м*. Все пласты к востоку сливаются в мощный реденский угольный пласт, вследствие выклинивания промежуточных слоев. Получается впечатление, что мощность пластов на крайнем западе вновь становится несколько меньшей (у Острявы 160—215 *м*), а число пластов, ввиду их расщепления, увеличивается (Рыбник). В общем получается картина идущего с запада конуса выноса с наибольшею мощностью в центральных частях бассейна.

Флористически, по Готану, раздел с краевой группой очень резко выражен. Как отличительные формы следует назвать *Sphenopteris micheliana* и *Mariopteris neglecta*.

Михаэль считает возможным в немецкой восточной Силезии несогласное налегание седловых угольных пластов на краевую группу; однако для этого пока еще нет достаточных доказательств. Наоборот, по Петрашку, вполне определенно кажется, что эта группа на юго-востоке (у Кракова) отсутствует вовсе *(IX, 57)*.

Мульдовая группа. Здесь возможно трехчленное деление на рудавские, николаевские и хельмские (либьяцкие) слои, которым придается и стратиграфическое значение.

В рудавских слоях на нижнем угольном пласте на ЮЗ имеется конгломерат с обломками угля; другие конгломераты здесь отсутствуют, а преобладают тонкозернистые песчаники и сланцы. Колебания мощности и содержания угольной массы очень значительны:

	У Карвина	У Червёнки	У Березовой долины
	Запад	Центр	Восток
Мощность	360 — 445 *м*	585 *м*	255 *м*
Промышленные пласты	19 — 22	19	3
Мощность угля	29 — 36 *м*	37,9 *м*	4,3 *м*

Соотношения следовательно схожи с теми, что и в седловых угольных пластах.

Флористически приходится отметить этот отдел как главное место накопления *Neuropteris Schlehani*. В верхах николаевских слоев можно провести двучленное деление на ожешские и лазицкие слои. Петрашек различает на юге даже три отдела: заленцкие, ожешские и лазицкие (явожинские) слои и указывает при этом, что нижние (у Острявы в 280 *м* с 14 угольными пластами и 14 *м* мощностью угля) состоят из мелкозернистых песчаников и сланцев, тогда как ожешские слои начинаются более грубыми

осадками, следовательно открывают собою новый седиментационный цикл и может быть залегают даже несогласно. Михаэль *(IX, 49)* различает только ожешские и лазицские слои и считает, что нижние на западе мощностью в 1 674 *м* с 17 угольными пластами и мощностью угля в 24 *м;* на северо-востоке — 708 *м* общей мощности, с 3 промышленными пластами и 7,7 *м* угля. На юге (Краков), по Петрашку, ожешские слои выклиниваются совершенно.

Представители флоры	Карвинский округ		Краковский округ	
	Рудавские слои	Заленцские слои	Ожешские слои	Явожнские слои
Sphenopteris Sauveuri Crep.	—	+	—	—
Sph. obtusiloba Bgt. . .	+	+	+	+
Sph. Höninghausi Bgt. .	+	+	—	+
Sph. Bäumleri Andr. . .	+	—	+	—
Discopteris Coemansi Andr.	—	+	—	—
Mariopteris acuta Bgt. .	+	+	—	—
Alloiopteris coralloides Gutb.	+	+	—	+
Pecopteris plumosa Art. .	+	+	+	+
P. Miltoni Art.	+	+	—	+
P. aspera Bgt.	+	—	—	—
Alethopteris lonchitica Schl.	—	+	+	?
Aleth. Serli Bgt.	—	+	—	+
Lonchopteris Bricei Bgt.	—	—	+	+
Neuropteris Schlehani St.	+	+	—	—
N. tenuifolia Schl. . . .	—	—	+	—
N. flexuosa Bgt.	—	+	+	+
Linopteris neuropteroides Gutb.	—	—	+	—
Asterophyll. equisetiform. Schl.	+	+	—	+
Sigillaria tesselata Bgt. .	+	+	+	+
Sig. rugosa Bgt.	+	+	+	+
Sig. elegans Bgt.	+	+	—	—

Верхние николаевские слои (лазицские слои) выполняют ядро мульды у Плеса и Берауна, но далее к востоку имеют в виде эквивалента явожнские угольные пласты (по Петрашку). Их мощность достигает в центральных частях 661 *м* с 15 угольными пластами и 28,6 *м* промышленного угля. Петрашек указывает, что они нале-

гают на юго-востоке несогласно на ожешские, рудавские слои и на слои седловых угольных пластов и даже на остравские слои.

Флористически николаевские слои прежде всего отличаются обилием *лонхоптерид*. Это более всего касается их нижних частей (заленцские слои), тогда как ожешские и лазицкие слои уже несколько иного характера. Последние Петрашек помещает уже в основании верхнего вестфаля. Таблица на стр. 518 содержит важнейшие виды (по Петрашку).

Наивысшую часть карбоновой свиты отложений образуют распространенные лишь на востоке хельмские (либьяцкие) слои. Они в 116 *м* мощности, но можно считать их мощность доходящею до 300 *м*, и содержат они только один промышленный пласт угля. Залегание согласное с лазицкими слоями; господствуют песчаники. Флора (*Neuropteris rarinervis, Sphenophyllum emarginatum*) — верхне-вестфальского характера (шисбергского горизонта). Самые верхи верхнего карбона отсутствуют по всей области. Общая мощность таким образом на западе 5 755—6 420 *м*, на востоке 2 150—2 536 *м*, а учитывая выклинивание средних частей на юго-востоке, примерно даже только 1 861 *м*.

4. МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЗАПАДНАЯ КАЙМА

а) Моравские купола

Резкая противоположность между молданубским комплексом и прилегающей (пограничной) моравской зоной, к которой привлекает внимание Ф. Э. Зюсс (*IX*, 78), морфологически однако едва проявляется, но петрографически она совершенно ясна, а потому и на карте отражается вполне отчетливо.

Важнейшие различия следующие:

Породы. Отсутствие гранулитов, эклогитовых серпентинитов, биотитовых парагнейсов, графитовых кварцитов; редкость графита и известковых силикатов. Известняки лишь слабо мраморизованы и тремолита не содержат. Преобладают хлоритовые и серицитовые филлиты, мелкочешуйчатые гранатово-слюдяные сланцы. Изверженные породы — гранодиоритовые (Na и Ca господствуют, K отступает).

Метаморфизм. Породы относятся к эпизоне (образование богатых гидроксилом минералов, метаморфизм под влиянием объемного закона). Движение — не докристаллическое, а частью паракристаллическое, частью послекристаллическое и катакластическое.

Тектоника. Далеко прослеживающиеся петрографические зоны, в противовес извилистому простиранию молданубского комплекса. Не только исходные породы, но и движения и кристаллизация поэтому принципиально иные, нежели в молданубском комплексе, так что нахождение обеих зон рядом друг с другом и одна на другой должно объясняться лишь наличием значительных горизонтальных перемещений.

Моравская зона простирается параллельно восточной слюдяно-сланцевой молданубской полосе, однако она обладает отчетливой волнистостью оси и распадается таким образом на два купола

с периклинальным падением: тайский и шварцавский. Восточный край нигде не наблюдается целиком, потому что здесь между куполами и автохтонным Брюннским массивом с его неметаморфической епанчой залегает поздне-карбоновая внутренняя впадина Босковиц (Босковицкая борозда).

Ныне уже твердо установленные основы моравской структуры могут быть суммированы следующим образом.

Под падающими к западу слюдяными сланцами молданубского восточного края залегает частью непосредственно, частью с переслойкой «внешних филлитов» биттешский гнейс, — бластомилонитовый двуслюдяной гранит, который в виде относительно толстой плиты тоже падает на запад. Под ним лежат в общем согласно известняки и внутренние филлиты с норою включенными в них ортогнейсовыми пластами. Под ними появляются гранодиоритовые ядра куполов; огибающие их все более высокие зоны располагаются более или менее отчетливо периклинально, а их повидимому зеркально построенный, т. е. падающий на восток, восточный край нигде однако не обнаружен полностью. Четыре важные факта установлены работами Ф. Э. Зюсса и геологов венской школы:

1. Молданубская катагнейсовая глыба лежит на моравской эпизоне.

2. Метаморфизм внутри куполов убывает книзу.

3. Метаморфизм усиливается по оси в направлении с севера на юг.

4. Тектоника и метаморфизм — докульмские, так как кульм трансгредирует на уже готовые и частью уже размытые купола.

В частностях имеются конечно некоторые как будто бы противоречащие факты, затрудняющие уточнение возраста и выяснение механизма явлений. Вкратце следует привести существенные признаки названных пород.

1. Молданубские слюдяные сланцы рассматриваются Зюссом, как уже было описано выше (стр. 439), как диафториты по гнейсам. Бекке выдвинул против этого соображение, касающееся различного химизма обеих пород; по его мнению, исходный материал слюдистых сланцев был более пелитового, а для гнейсов более псаммитового характера. Возможность постепенного перехода все же подтверждается новейшими исследованиями Кёльбля; следует подчеркнуть, что ортогнейсы более упорно противостояли диафторезу, нежели парагнейсы (*IX, 43*).

2. Внешние филлиты развиты типично лишь в шварцавском куполе. Ф. Э. Зюсс видит в них еще молданубский элемент, интенсивный диафторез которого связан с положением непосредственно у главной плоскости движения. Бекке и Зандер напротив указывают на трудность допустить образование пород эпизоны (филлитов) под таковыми мезозоны (слюдяными сланцами) в результате одного и того же динамического процесса. Эта трудность остается, даже если мы признаем рассмотренное выше и отклоненное нами подбатолитовое огнейсование молданубских элементов (стр. 482—483).

Заплетал считает, что во внешних филлитах следует видеть недиафториты, а соответствующую внутренним филлитам девонскую серию известняков — филлитов-кварцитов с прослоями диабазов, метаморфизм которой связан с интрузией более молодого биттешского гнейсо-гранита (*IX*, 82).

3. Биттешский гнейс — нормальное образование сланцеватого порфирового гранита, бедного темными компонентами; однако в нем видны переходы к крупнолинзовидным и серицитовым тонкослоистым гнейсам. Параллельная текстура преимущественно протокластическая, иногда же тоже катакластическая. Тогда как крупные фенокристы часто раздроблены, в основной массе кристаллобластез продолжался долее частичных подвижек. Полосчатостью гнейс как бы разложен на большие линзы, отделенные друг от друга вытянутыми серицитовыми линзами. Прямолинейное проходящее насквозь растяжение, по Ф. Э. Зюссу, моложе, нежели метаморфизм. Биттешский гнейс поэтому либо древний, при повторной складчатости перекристаллизованный гранит (венская школа), либо синтектоническое согласное интрузивное тело (Заплетал).

4. Внутренние филлиты. Соответствие состоит в том, что эта зона частично граничит по первичным интрузивным контактам с биттешскими гнейсами и включенными ортогнейсами, но что эти интрузивные контакты часто искажены вследствие позднейших тектонических влияний. Так как часть филлитов и известняков, выходящих преимущественно в висячем боку, почти несомненно девонская, то нужно либо гнейсо-граниты считать более молодыми (Заплетал), либо же, чтобы удержать их более древний возраст, придется предположить существование двух различных по возрасту серий в пределах «внутренних» филлитов (догранитовой и послегранитовой) (Прецлик, *IX*, *64—66*). В последнем случае эти выходящие лишь в южном куполе очень разнообразные ортогнейсы [1] должны рассматриваться как ядра обширных лежачих складок, примерно аналогичные симплонским покровам. Механическое изменение формы в них также сильно выражено и не полностью замаскировано кристаллобластезом; все же кристаллизация происходила на довольно значительной глубине (прейслингский ортогнейсовый покров, вейтерфельдские столбчатые гнейсы и т. д.).

«Ортогнейсы» частью покрыты, как плащом, контактово-метаморфическими и инъицированными биотитовыми филлитами, частью позднее столь сильно рассланцованными, что в них видимо не сохранилось и следов прямого магматического воздействия. Во всяком случае метаморфизм быстро убывает по мере удаления от ортогнейсов. В висячем боку собственно филлитов имеется постоянно известняк как будто бы простой структуры, а на самом деле обнаруживающий сложную изоклинальную складчатость. Заплетал думает, что в нем следует видеть контактово-метаморфическое воздействие висячих биттешских гнейсов, и объединяет его с кальциевыми силикатами, выступающими по границе (футтницкий из-

[1] Они колеблются между аплитовым и кварц-диоритовым типами.

вестняк); Преклик же причисляет последние к своей догранитовой, а первые — к послегранитовой сериям.

В отношении лежачего бока повторяется та же картина. Метаморфизм сначала убывает, но у границы с «батолитами ядра» вновь появляются биотитовые сланцы, лишь иногда исчезающие вследствие позднейшего нарушения.

Итак перед нами картина комбинированного статического и динамического метаморфизма, и она может истолковываться либо в смысле позднейшего гармонического складкообразования в двух различных по возрасту сериях (симплонская тектоника), либо в смысле синтектонической интрузии с последующей маскировкой контактов (норвежские каледониды).

Стратиграфически можно выделить во всяком случае в «послегранитовой» серии от висячего бока к лежачему свиту известняков, филлитовых глинистых сланцев с диабазами, кварцитов, т. е. ряд пород, которые поразительно схожи с моравским девоном.

5. Батолиты Тайя и Шварцавы обнаруживают некоторое сходство с брюннскими изверженными породами, хотя тождество их частично оспаривается. Внутри они беспорядочно-зернисты, а по контактам — первичнослоисты быть может под влиянием вплавления первичного покрова. Более позднее изменение формы однако чисто катакластическое, — оно повторяет парадокс всей моравской зоны: более глубокая зона обнаруживает меньший глубинный метаморфизм. В том, что гранитное ядро весьма сильно противостояло складчатости, а первичный покров был уничтожен и содран, можно видеть аналогию с массивом Брно и тэсским гнейсом.

6. В шварцавском куполе иногда под «батолитами» на поверхность поднимаются еще более глубокие горизонты, обобщаемые под названием кветницкой серии. Несмотря на вводящее в заблуждение залегание, по данным Заплетала, можно установить следующее (*IX*, 82):

В основании лежат доломитизированные известняки, гальки которых выступают в сланцах висячего бока (силур богемской фации?).

На них следуют конгломераты, потом слоистые аркозы и серицитовые кварциты, кластический материал коих, по Заплеталу, происходит из массива Брно. Аналогия с нижним девоном вероятно очень велика.

В не вполне ясной связи, но несомненно в висячем боку, за ними идут известковые граувакки, переходящие сперва в массивные и выше в глинисто-линзовидные геротицкие и верхне-кветницкие известняки. Аналогия с моравским карстовым девоном велика, а с другой стороны можно думать о связи с внутренними филлитами и их висячею известняковою зоною. Заплетал поэтому предполагает в филлитах средний девон в морской фации, далее на востоке отсутствующий, а в известняках над филлитами и в верхней кветницкой серии — верхний девон моравской фации.

О подробностях тектоники обоих куполов можно добавить еще следующее:

В тайском куполе (рис. 151) прежде всего видны лишь запад-

ный край и ядро; замечательно распространение в средней части в виде бухтообразных изгибов всех зон к западу (Буг фон Мессерн).

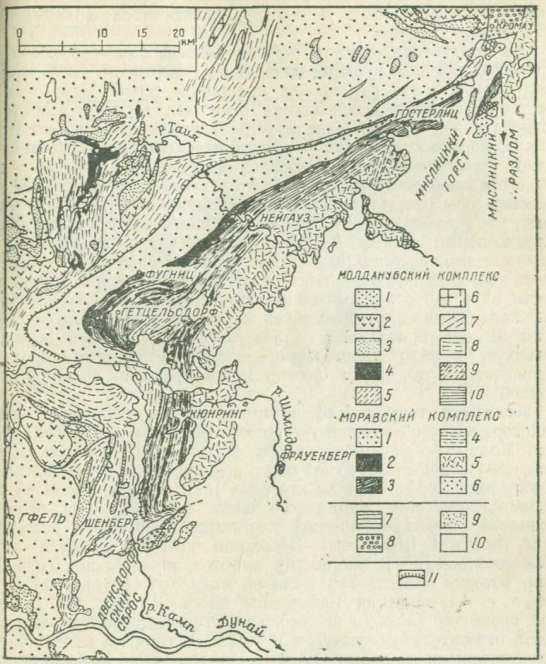


Рис. 151. Тайский купол. По Прецлику.

Молданубский комплекс: *1*—гфёльский гнейс; *2*—гранулит; *3*—амфиболит и серпентинит; *4*—мрамор и авгитовый гнейс; *5*—слюдистый гнейс; *6*—гранит; *7*—гнейс вообще; *8*—слюдяно-сланцевая зона; *9*—двуслюдяный гнейс; *10*—слюдяный сланец (*9* и *10*—см. на рис. 152); моравский комплекс: *1*—биттешский гнейс; *2*—известняки; *3*—филлиты и биотитовые сланцы; *4* — ортогнейсы покрова, смешанные гнейсы в автохтоне; *5*—батолиты; *6*—диабаз и горнблендит; молодые образования: *7*—девон восточнее Брно; *8*—верхний карбон и красноцветная пермь; *9*—кульм; *10* — мел; *11*—молданубская поверхность (плоскость надвига).

Падение на западном крыле крутое, в середине — пологое. На востоке и на юге купол по сбросам опущен и покрыт пермскими и третичными отложениями. В отдельных местах равнины Зюсс кажется, что можно наметить следы противоположного крыла, так

что купол к югу суживается и вероятно исчезает у Дуная под молданубским гранулитом Дункельштейнского леса. Молданубские породы проявляются еще в конгломератах Вашберга, из чего Зюсс выводит существование далеко продолжающегося к юго-востоку надвигового покрова.

На северо-востоке по ту сторону Босковицкой борозды и под трансгредирующим кульмом выходит на поверхность часть восточного крыла в так называемом мислицком горсте. Здесь с юго-восточным падением появляются одни над другими хлоритовые сланцы и порфироиды (эквиваленты тайского батолита? по Прецлику), моравские филлиты с известняком, слюдяные сланцы и на самом верху гранулит, амфиболит и ортоклазовый гнейс, т. е. как бы зеркальное повторение западного края; во всяком случае моравские зоны уже, и в них отсутствует биттешский гнейс, что означает, что покровная свита должна выклиниваться к массиву Брно. Трудно понять значение глыб неметаморфического девона по краю горста и разломанных (вдавленных) глыб неметаморфического девона непосредственно на тайском батолите. С трудом можно вывести их связь с верхами покровной свиты, потому что из этого вытекала бы мало правдоподобная тектоника додевонского времени; если же они принадлежат к лежачему боку, то они образуют аналогии с мало метаморфизованными кветницкими породами. Несмотря на это, малая степень метаморфизации остается загадочной.

Ландшафт, покрытый гфёльским гнейсом и гранитом, севернее тайского купола соответствует осевой депрессии, в которой висячая Молданубская глыба в связи с этим и сохранилась. Далее на севере шварцавский купол вновь поднимается с почти таким же сообществом пород, что и на юге (рис. 152). Отличительной чертой является отсутствие ортогнейсов среди внутренних филлитов и появление неметаморфической кветницкой серии под центральным гранитом Шварцавы. Последний поэтому является лишь параавтохтонным. В частностях имеются значительные осложнения, которые наводят Заплетала на мысль об обратном перекрытии, т. е. о подпирании Брюннским массивом (рис. 153, *I*). Купол кроме того разделен на-двое поперечным нарушением; северная часть относительно опущена и исчезает на севере в виде туннеля под слюдяными сланцами Свойнова, которые быть может представляют собою низы молданубской антиклинали Звратки (Ф. Э. Зюсс). Восточный край погрузился в Босковицкую борозду, однако периклинальное огибание еще отчетливо видно.

Общее значение. Венская школа (Ф. Э. Зюсс, Вальдман, Прецлик, Кёльбль) таким образом формулирует значение всего вышеописанного.

Моравский автохтон состоял из центральных батолитов массива Брно, из центральных гранитов ядра куполов (того же возраста) и из ортогнейсов, вместе с биттешским гнейсом первоначально залегавших *рядом друг с другом* в востоко-западном направлении. Возраст — точно не определенный, однако Прецлик с недавнего времени считает, что на них находится додевонская контактово-ме-

таморфизованная оболочка, а сверх нее — несогласный девонский покров (серия Кветницы). На этот моравский автохтон была надвинута Молданубская глыба, причем в ее основании вследствие диафтореза образовались слюдяные сланцы и внешние филлиты. Под давлением этих передвигающихся на восток «раздавливающих салазок» («traineau écraseur») моравские породы основания сложились в лежачие складки, ядра коих были образованы диафтори-

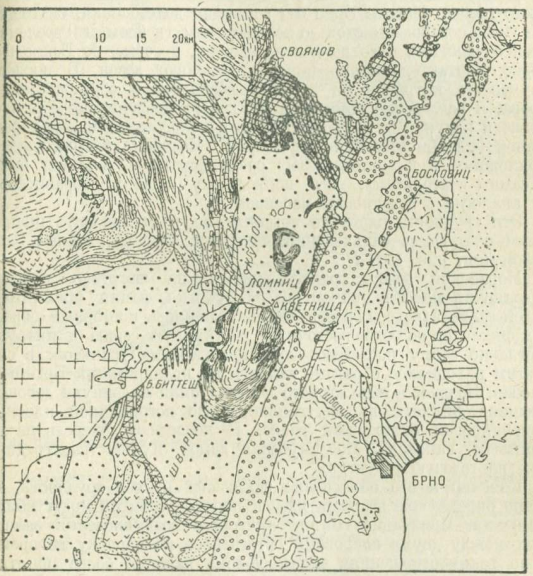


Рис. 152. Шварцавский купол. По Прецлику.

Легенду см. к рис. 151.

ческими превращенными в ортогнейсы частями батолитов (биттешский гнейс и т. д.), в то время как в крыльях залегают до неузнаваемости перемятые и стиснутые в складки элементы до- и послегранитовой свиты (см. рис. 153, *II*).

Трудности в понимании этого представления заключаются прежде всего в объяснении убывающего книзу метаморфизма или усиливающегося катаклаза; трудно понять, почему в более высоких горизонтах должны были образовываться породы мезозоны,

а много глубже — породы эпизоны при едином тектоническом процессе. Зюсс старается выйти из этого затруднения, пытаясь истолковать фактор теплоты метаморфизма как исходящий не из глубины, а от близких молданубских батолитов, которые вызвали, по его мнению, варисскую «подбатолитовую» кристаллизацию молданубских пород. Возражения против этой точки зрения излагались уже выше (стр. 482—483).

Дальнейшие размышления вызываются положением биттешского гнейса. Массив Брно без сомнения додевонский, биттешский же гнейс совершенно схож с кеперницким гнейсом и стреленским гнейсо-гранитом, находящимися севернее, которые, по Бекке и Бедерке, контактово-метаморфически изменяют девон. В последнем случае его интрузия по времени совпадает с образованием покрова, и разделение комплекса на две разновременные серии становится ненужным, а следовательно и положение его как ядра лежачей складки ставится под вопрос. Подобные же рассуждения приложимы и к «ортогнейсам» среди филлитов, а может быть и к самим «батолитам», хотя попрежнему остается поразительной их аналогия с Брюннским массивом.

Эти трудности частично устраняются, если признать правильными следующие разъяснения механики явлений, данные Заплеталом (см. рис. 153, *I*).

Моравский девон трансгредировал на частично размытый Брюннский массив, причем более глубокая фация (филлитовая) залегала на западе. Горообразование началось повторным перебросом филлитов на более восточную кветницкую серию и интрузией (согласно этому последевонской) центральных гранитов: в связи с этим находились обратные надвиги на подпирающий Брюннский массив. Позднее в виде второго покрова были надвинуты девонские внешние филлиты на внутренние, и по пограничной плоскости интрудировал биттешский гнейс. В последнюю очередь на весь комплекс наползла Молданубская глыба. Культм трансгредирует уже на готовую структуру.

Конечно и это объяснение заключает в себе трудности, особенно определение возраста ядер и порядок событий могут вызвать сомнения. Признание синтектонического возникновения залегающих между двумя покровами ортогнейсов по порядку во времени и по взаимоотношениям метаморфизма кажется более понятным, чем все же спорное различие двух разновозрастных серий; чем механически трудно понимаемые древние кристаллические ядра, частью развальцованные в покровы, а частью едва сдвинутые; чем наконец убывающий книзу метаморфизм при чисто тектонической развальцовке.

Даже если признанный Зюссом надвиг молданубского комплекса на моравский служит основой всего объяснения и несомненно правилен, то все же частности: представление о движении на восток, внутренняя тектоника моравского комплекса, метаморфизм — требуют дальнейшего выяснения. Здесь следует указать лишь, что принципиальная установка проблемы сходна с тою, что и в Каледонидах и в Альпах. Однако в то время как в Норвегии

решение идет по линии синтектонической интрузии, в Альпах и по сей день господствует чисто тектоническое толкование. Как раз там аналогии особенно поразительны: биттешский гнейс и ортогнейсы моравского комплекса соответствуют нижним симплонским покровам; проблема разделенных надвое филлитов напоминает деление сланцев Казанны и Бюндена, Молданубская глыба похожа на верхние пеннинские покровы или, если угодно, на «traineau écraseur» Динарид. Массивы Брно и Азра имеют одно и то же тектоническое положение, и даже Босковицкая борозда может быть приравнена к впадине Ронской долины.

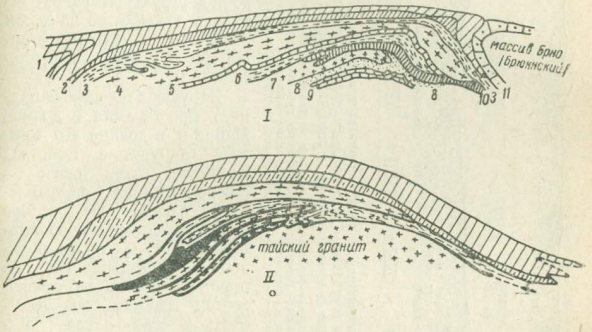


Рис. 153. Значение моравских куполов. По Заплеталу (*I* — Шварцава) и по Зюссу и Прецлику (*II* — Тайя).

1—молданубский гнейс; *2*—слюдяные сланцы; *3*—внешние филлиты; *4*—биттешский гнейс; *5*—известняк; *6*—внутренние филлиты; *7*—шварцавский гранит; *8*—кнетицкая серия; *9*—силурийский известняк; *10*—геротицкий известняк; *11*—автохтонный девон. *3* и *7—10* в тайском куполе (*II*) отсутствуют. Принятое здесь Прецликом деление внутренних филлитов на до- и послегранитовую серии обозначено черным цветом для первых; заключенные между ними ортогнейсы имеют тот же значок, что и биттешский гнейс.

Картина та же, но смысл несколько иной. Во всяком случае изложенные попытки решения задачи имеют принципиальное значение.

b) Восточные Судеты в узком смысле слова

Моравские породы исчезают на севере под молданубским перекрытием. Далее на северо-востоке более молодые отложения Босковицкой борозды, широко трансгредирующий кульм и молодые аллювиальные осадки долины Марха скрывают непосредственную связь. Все же между ними островообразно поднимаются моравские и молданубские породы, доказывающие, что схожая структура продолжается и в долине Марха. Особенно отчетлива гряда Лексе-

на и Швейне до Мюглица, связанная с известняками и графитовыми пластами и вместе с тем обнаруживающая типично-молданубское сообщество, а, по Зюссу, перекрывающая моравские породы. Трансгредирующий кульм отделяет эту гряду на северо-западе от вновь выступающей на поверхности серии пород у Гогенштадта, уже принадлежащей к западным Судетам (Орлинные горы). Эти простирающиеся в СЗ направлении «вакковые гнейсы» с реликтами первичной осадочной структуры ранее считались девоном, но на самом деле они несомненно старше (по Кеттнеру, это альгонкий [1]).

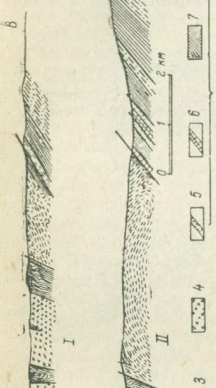


Рис. 154. Два разреза через пограничную зону восточных и западных Судет. Разрез через кристаллическую часть восточных Судет по Э. Бедерке. Лужицкие породы — западные Судеты; силезские породы — восточные Судеты.

I—разрез через пограничную зону в горном форланде (район к югу от Нимптша); *II*—разрез через пограничную зону в горах (район Заальвизен—Разавава); *1*—молданубские кристаллические породы; *2*—метаморфические сланцы; *3*—протогнейсы в Лужицких горах; *4*—гранитогнейсы и гранитогнейсовые граниты; *5*—кристаллические известняки; *7*—филлиты и сходные сланцы; *8*—протогнейсы в Силезии.

Нарушение северо-западного простирания в долине Марха и в долине его притока (нарушение Бушина) прерывает затем связь в северо-восточном направлении; однако она вскоре опять показывается; зональная структура таким образом не прекращается, но простирающиеся на северо-восток границы зон сдвинуты к северо-западу; бушинское нарушение таким образом являет собою род горизонтальной флексуры (рис. 157).

Таким образом у Альтштадта и Гольденштейна вновь вздымается Молданубская гнейсовая гряда, надвинутая на 10—12 *км* в северо-западном направлении, но простирающаяся к СВ—ССВ. Здесь перед нами опять типичное сообщество двуслюдистых гнейсов, частью переходящих в слюдяные сланцы, амфиболитов, мраморов с графитовыми пластами и с ярко выраженным куполовидным строением. Этот молданубский комплекс на западе выделяется среди иначе сложенной повидимому синклинальной зоны предположительно более молодых менее метаморфизованных граувакк и сланцев, в центре которых прохо-

[1] См. ниже, в западных Судетах.

дит мощная пластовая залежь габбро-диорита. Еще западнее эта зона круто падает под гнейсом Снежных гор (ср. с западными Судетами). Пластовая залежь габбро-диорита уже южнее нарушения Бушина поднимается к поверхности, но там она образует эллиптическую массу, вытянутую в направлении этого северо-западного нарушения; севернее нарушения она принимает общее ССВ простирание и в ширину достигает от 1,2—3 до 54 *км*, прослеживаясь до края Судет, где вновь сворачивает к СЗ (см. рис. 157). По Бедерке (*IX*, 8) ее можно считать восточной границей западных Судет, так как севернее между Нимптшем и Стреленом имеются аналогичные отношения. Восточный край Молданубской глыбы у Альтштадта — Гольденштейна, едва достигающий 10 *км* ширины, образует издавна признанный таковым Гольденштейнский надвиг (линия Рамзавы). Не подлежит никакому сомнению, что здесь под молданубской серией, простирающейся на ССВ и падающей на ЗСЗ, выступает менее метаморфизованная серия филлитов и глинистых сланцев, известняков и кварцитов, которую можно, несмотря на отсутствие фауны, с большим вероятием отнести к моравскому девону; с другой стороны ее можно параллелизовать и с облегающими сланцами моравских батолитов.

Вместе с Ф. Э. Зюссом отсюда можно признать, что Гольденштейнский надвиг может рассматриваться как надвинутое на СЗ продолжение больших Южно-моравских надвигов (см. рис. 154, нижний профиль).

К востоку метаморфизм девонской серии усиливается; известняки превращаются в мраморы и известково-кремнистые породы, а глинистые сланцы — в андалузитовые и ставролитовые слюдяные сланцы. Метаморфизм начинается с кеперницкого гнейса, который, вынырнув к востоку из-под девонских пород, образует первый западный купол Альтфатерских гор (Гохшаар).



Рис. 155. Разрез через высокую впадину. По Бекке (1892) и Ф. Э. Зюссу (1926).

1—филлит и *2*—кварцит (н. девон); *3*—хлоритовый, *4*—полевошпатовый и *5*—богатый слюдою гнейс Тэясской глыбы; *6*—темные филлиты с кварцитами и амфиболит; *7*—верхний известняк и известково-сланцевый сланец; *8*—слюдяные сланцы; *9*—ставролитово-слюдяный сланец; *10*—кеперницкий гнейс.

Кеперницкий гнейс представляет гнейсо-гранит, до известной степени соединяющий в себе структуру массивной породы с текстурой кристаллического сланца (Бедерке); слоистость первичная. Еще Ф. Э. Зюсс выражал мнение об абсолютном тождестве этой породы с биттешскими гнейсами. Возраст следовательно во всяком случае последевонский. Кеперницко-гохшаарское вздутие расчленено вследствие вовлечения в складчатость слюдяных сланцев и на востоке прикрыто плащом андалузитово-ставролитово-слюдяных сланцев и филлитов, которые очень интенсивно складчаты и на севере и юге сопровождаются основными породами. Следует упомянуть, что приведенные при рассмотрении пород основания (на стр. 505) габбро-амфиболиты Центау недавно признаны Стейскалом (Geol. Rundschau 1929, H. 6) молодыми (? послекульмскими). Их, при различной степени метаморфизма на севере и юге ядра, можно связать с западною девонскою зоною, а потому вполне вероятно, что они тоже являются несомненным метаморфическим девоном.

К востоку эта метаморфическая оболочка вновь поднимается к поверхности, а под нею появляется уже не кеперницкий гнейс, но ранее описанное ядро тэсского гнейса (стр. 505), который образует таким образом второе, восточное вздутие Альтфатера; на востоке он перекрыт несомненным нижним девоном (Вюрбенталь). В противоположность кеперницкому гнейсу, тэсский гнейс — додевонский, так как гальки его встречаются уже в нижнем девоне (Бедерке). Первичная плоскость соприкосновения тем не менее нигде не сохранилась; по границе лежат, как предполагал Бекке и как недавно доказал Бедерке (*IX*, 7), хлоритовые гнейсы, переход которых в тэсский гнейс прослеживается шаг за шагом. Так как положение последевонского кеперницкого гнейса в низах девона то же, что и у додевонского тэсского гнейса, то кеперницкий гнейс можно считать пластовой интрузией по плоскости движения на границе кристаллических пород и осадочной серии. Из этого вытекает и аналогия с биттешским гнейсом, но последний интрудировал не между цоколем и плащом, а внутри самого плаща, собственно по самой верхней из плоскостей движения в молданубском комплексе.

Аналогичные отношения имеются, как недавно показано Бедерке, и севернее в Силезской равнине. Граница равнины и гор образована простирающимся на СЗ нарушением, затухающим на ЮВ, — судетским краевым разломом, который во многом схож с бушинской дислокацией. Это нарушение тоже очень сложного характера, и в его прежнем положении оно связано с горизонтальным надвигом к северо-западу. Один только видимый в настоящее время вертикальный надвиг — молодой. Начиная с вышеописанных пластовых диоритов, все полосы отклоняются к северо-западу и лишь на равнине возвращаются к северо-восточному простиранию. Восточно-судетская глыба таким образом на равнине снова надвинута несколько на северо-запад.

Молданубская гряда Гольденштейна на равнине сначала завуалирована, но, по Бедерке, вновь появляется к юго-западу от Стрелена в виде слюдяно-сланцевой полосы (*IX*, 8). На западе гря-

да эта граничит с узкой «северо-южной зоной», с западно-судетским древним палеозоем и монцонитовыми интрузиями из семей-

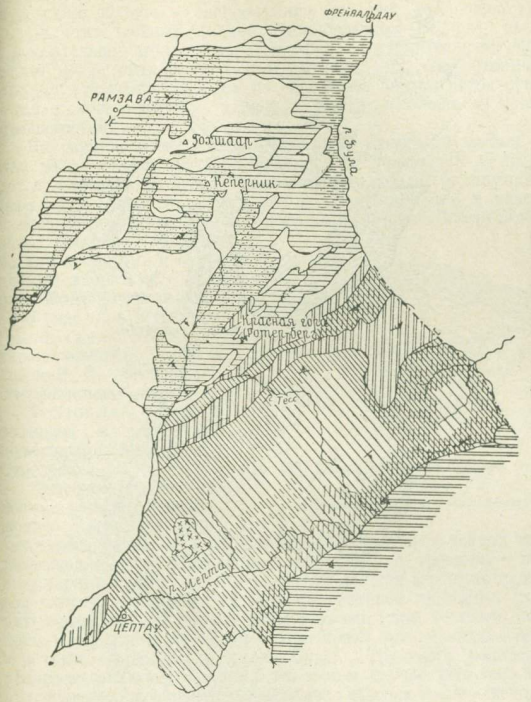


Рис. 156. Геологический набросок высокой впадины (Альтфатер). По Ф. Бекке (1892).

1—нижний девон; *2*—темные филлиты с кварцитом и амфиболит; *3*—богатый слюдою и *4*—полевым шпатом слоистый гнейс Тесской долины; *5*—амфиболитовый район Цептау; *6*—слоистый и *7*—грубозернистый, хлоритовые гнейсы; *8*—сланцевая оболочка кепернцкой группы; *9*—сводчатый слюдяной с андалузитом и ставролитом; *10*—амф болит Фрейвальдау; *11*—кепернцкий гнейс; *12*—гранит; *13*—простирание и падение; *14*—растяжение, отклоняющееся от простирания; *15*—растяжение, параллельное простиранию; *16*—ложная слоистость (кливаж).

ства упомянутых габбро-диоритов (Нимптш). К ним мы еще вернемся при разборе западных Судет. К востоку молданубский комплекс вновь вовлечен в чешуи вместе с сравнительно сильно ме-

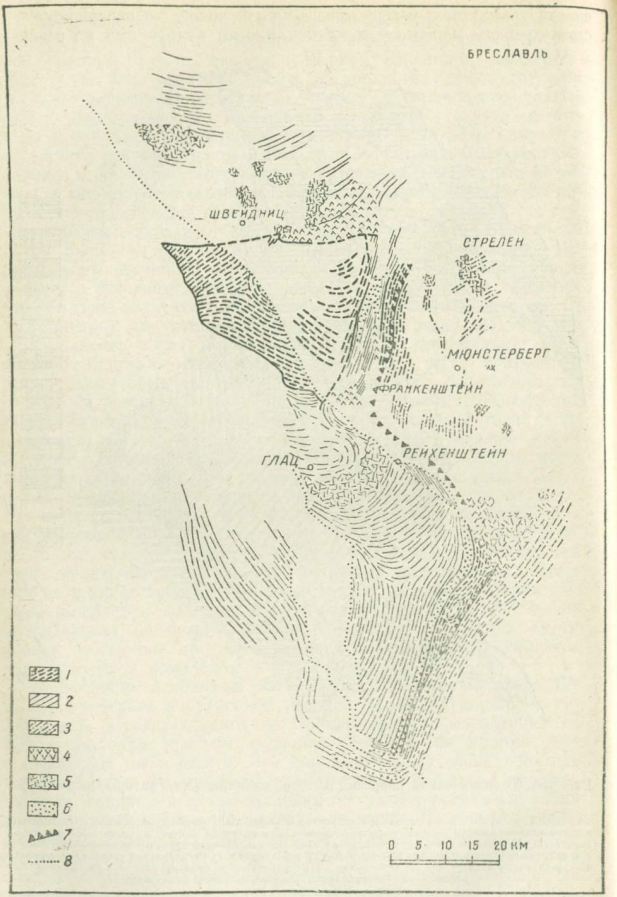


Рис. 157. Обзорная карта пограничного района восточных и западных Судет. По Бедерке. Лужицкий комплекс = западным Судетам; силезский = восточным Судетам.

1—молдануб ские, *2*—лужицкие и *3*—силезские породы основания: *4*—крупнейшие основные интрузивы (габбро, серпентинит); *5*—средние интрузивы (сиениты, диориты); *6*—граниты; *7*—молдануб-око-силезская граница; *8*—молодые сбросы.

таморфизованными кварцитами и известняками восточно-судетской фации. По границе опять лежит в пластообразном залегании типичный биттешский гнейс, а еще восточнее, в центре «восточно-судетского купола» — гнейсо-гранит (см. рис. 154, наверху).

Из этих важных фактов, установленных Бедерке, вытекает следовательно, что моравский профиль с изумительным постоянством может быть прослежен в пределах Силезской равнины; но следует отметить, что здесь на севере все полосы пород отклоняются к северо-востоку, указывая также на связь с Польским среднегорьем.

На равнине затем выступает молодой гранитный массив, более или менее связно прослеживающийся от Фридеберга у края Судет до Стрелена. В целом он имеет форму сильно вытянутого с севера на юг эллипса с заостренным северным краем и находится в несогласном соотношении с породами оболочки. Интрузия началась особенно частыми на юге диоритами и кварцевыми диоритами, которые частично встречаются в виде глыб в граните. Гранит сам по себе в противоположность более древним, — беспорядочно-зернистый.

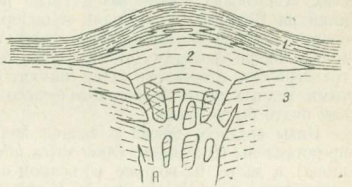


Рис. 158. Схема залегания гранита Стрелена. По Клоссу.

1—осадочный покров; *2*—гранит; 3—гнейс.

Тектоника гранита освещена классическими исследованиями Клооса у Стрелена.

Линейное почти что восток-западное растяжение характерно для текстуры; вкрест ему располагаются пучки северо-южных трещин. Растяжение вырисовывает крупный свод, а трещины — перпендикулярный к нему веер. Образование полости вероятно произошло вследствие раздвигания стенок разорванной трещины, в которую внедряющаяся магма была вдавлена под боковым натяжением. Отодвигание западной стенки может быть сопоставлено с поперечным надвигом по краю Судет. Трудность расшифровки процесса заключается в том, что в этом случае региональное направление движения при образовании массива расположено почти перпендикулярно к древнейшему движению складкообразования и интрузии более древней серии. Гранит во всяком случае верхнекарбоновый *(IX, 17, 18)*.

5. ПАЛЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОБЗОР

Точно установленная история Моравско-судетской глыбы начинается только с девона. О возрасте додевонских ядер по сие время нельзя сказать ничего определенного. Заплетал считает массив Брно досилурийским по возрасту, тэсский же гнейс быть может

даже архейским. Каких-либо признаков каледонской складчатости во всяком случае не имеется.

В самых низах нижнего девона вся область была сушей, и притом сушей, которая на севере охватывала и западные Судеты и Польское среднегорье, на востоке же сливалась с северными частями Подольского массива (т. I, стр. 289). Вероятная связь богемского нижнего девона с подобными образованиями Подолии и Грацкой бухты, надо думать, осуществлялась много южнее, даже южнее нынешних Карпат (древняя красная фация).

В более молодом нижнем девоне начинается заливание этого материка морем; характерна очень мелководная, песчаная фация. В Моравии она доходит до Брно (Брюнна), а далее все чаще заменяется красноцветными отложениями (древними красными осадками). Совершенно аналогичным образом морская нижне-девонская фация достигает лишь северного края Польского среднегорья и полностью отсутствует на юге (см. гл. XI). Здесь в восточных частях «Силезских ворот» затем снова появляются красные песчаники на Волыни и в Подолии и выдерживаются вплоть до низов среднего девона (плакодермовые слои). Лишь в юго-восточной Подолии вновь доходим до морского бассейна. Нижне-девонская трансгрессия вторгается затем на юг, оставляя однако непокрытыми южные части Мораво-подольского барьера; связи с Богемией как будто бы не было.

Низы среднего девона в южной Моравии отсутствуют, но они представлены во впадине (*Anarcestes lateseptatus* — находка у Бенниша), а далее на востоке во всяком случае заходят в Польское среднегорье и на Волынь (ср. т. I, стр. 289). Следовательно в более южных частях Моравии могло находиться слабое поднятие («инверсия рельефа», по Заплеталу). Наоборот средний девон распространяется очень широко. Этот отдел, особенно амфипоровые известняки, распространен не только в Моравии (трансгрессивно на кристаллических породах), но и по западному и восточному краям Верхне-силезского бассейна, в Польском среднегорьи, на Волыни и в восточной Подолии (на древних красных отложениях). Если сюда же причислить моравские известняки и филлиты, то можно считать мыслимым соединение этого отдела с баррандовым комплексом. В северной Моравии и Силезии уже выступает более глубоководная фация (тентакулитовые сланцы) с диабазовыми излияниями. Мораво-подольский барьер таким образом прорван и возможно, что существовала связь и с южным морем (Грац).

Условия в верхнем девоне не позволяют пока дать точный обзор. Верхний девон трансгрессивен в западных Судетах, в Польском среднегорьи и в Моравии представлен аммонитовой фацией, под Краковом и на Волыни — брахиоподовой фацией. Богемский и Подольский бассейны превратились в сушу. Поэтому кажется, что южный поперечный пролив суживается, но вместе с тем и углубляется.

В самом нижнем карбоне во всяком случае происходит поднятие — предположительно первая значительная горообразовательная фаза. Как широко распространены в Моравии нижне-карбоно-

вые слои, еще неизвестно; первые достоверные находки организмов относятся к визе (горизонт III). Далее на востоке под Краковом напротив залегает более глубокий нижний карбон, а тектоническое несогласие отсутствует. Выступающая таким образом противоположность обоих берегов Верхне-силезского бассейна обостряется все более и более; тогда как в понижении и на Драганском плато развивается типичная предгорная впадина с орогенной седиментацией большой мощности (кульм), на востоке продолжает существовать мелкоморье с известняковыми осадками.

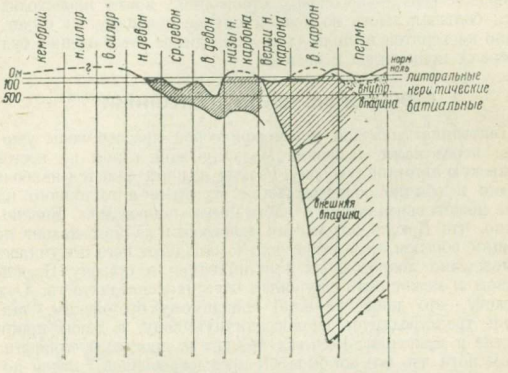


Рис. 159. Эпейрогеническая кривая восточных Судет.

Эта предгорная впадина в верхнем карбоне отчетливо передвигается на восток, причем островские слои, седловые угольные пласты и рудавские слои вместе с заленцкими, ожешскими, хельмскими являют собой отдельные циклы накопления осадков; ось глубин передвигается с востока на запад. Последнею стадией палеозойского развития можно считать пермские отложения Кракова. Морская связь (? к югу) прерывается еще в островских слоях, т. е. в намюрское или ранне-вестфальское время.[1]

[1] Отношения к русскому карбону, надо думать, лишь посредственные. Средне-верхне-девонская связь в высшей степени вероятна. В карбоне напротив нет никаких следов морских отложений по крайней мере на расстоянии 1 200 км в сторону Донецкого бассейна. Я по этому поводу многократно подчеркивал, что, умалчивая об островских слоях, считаю невероятной прямую связь в нижнем карбоне. Вышеупомянутое фаунистическое сходство с Краковом основано на брахиоподах, которые совершенно одинаково сопровождают всю кайму карбонового мелкоморья. Мне к тому же кажется в настоящее время, что гораздо вероятнее соединение на юге (Штирия, Каринтия). Такое представление оправдывается тем, что Ракуш недавно доказал наличие морского верхнего карбона в Карпатах (Congr. stratigr. carbon. Heerlen, 1928).

Едва ли нужно указывать, что верхний карбон нигде не перекрывает западных частей; самое большее, если остравские слои с убывающей мощностью заходят на запад. Петрашек показал, что культ и верхний карбон заходят далеко на юг под древне-третичные отложения Карпат; далее и там можно найти край, идущий примерно с запада на восток, за которым следуют кристаллические породы Карпатского центрального хребта с вклиненными в них карбоновыми мульдами. Проблема Палеокарпат тем не менее еще в подробностях не достаточно созрела для обсуждения. Часть материала верхне-карбоновых отложений[1] может происходить оттуда; большая часть во всяком случае с запада, из Судет. Мне лично не верится в столь часто приводимое утверждение, будто бы материал приносился с востока.

6. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИКИ

Тектоника западной метаморфической краевой зоны уже описана: перед нами движение Молданубской глыбы на восток, на моравскую автохтонную зону. Размах надвига кажется наибольшим на юге и обычно сопровождается отрывами автохтонного плаща, быть может связанными с частичными покровами. Вполне возможно, что Брюннский массив действовал на этот надвиг подпирающим образом, вследствие чего к западу от него получилось нагромождение покровов, их выклинивание в сторону Брюннского массива и может быть случайная обратная складчатость. Судя по возрасту, это движение было повидимому бретонским, так как культ трансгредирует на пограничную зону, а девон принимает участие в движении. Попытка приписать процесс бретонским подфазам пока что все же была бы преждевременной.[2] Затем по наиболее крупным плоскостям движения в течение складчатости внедрилась гранитная магма (биттешский и кеперницкий гнейсы), которая застыла в форме гнейсо-гранитов и вызвала интенсивный метаморфизм девонской оболочки. Интрузия повидимому закончила собою эту фазу движения, но на юге (Моравское окно) имелось вероятно местное продолжение тектонических движений и в послеинтрузивное время. Закончилась ли эта интрузия вместе с бретонской фазой или же тянулась до судетской фазы, еще совсем не выяснено; больший метаморфизм культма по сравнению с верхним карбоном, казалось бы, говорит за последнее предположение; во всяком случае самый молодой стреленский гранит относится к верхнему карбону.

Тектоника автохтонных массивов требует еще кое-каких разъяснений, так как тут древние и молодые движения переплелись настолько, что их трудно разделить. Во всяком случае в массиве Брно и в области тэсских гнейсов почти все контакты кристаллических ядер с девонским плащом — тектонические. Возможно мо-

[1] Возможно уже кластический культм на Драганском плато.

[2] Заплетал думает, что можно различать три бретонские подфазы и еще одну внутри-визейскую фазу. Данные однако еще требуют палеонтолого-стратиграфического подтверждения.

ложе меньшие надвиги северо-южного простирания и западного падения, которые, по Заплеталу и Бокку (*IX, 14*), несколько передвигают брюннские кристаллические породы в верхи девона.

Примыкающая к ядрам с востока менее метаморфизованная девоно-кульмская оболочка нижней впадины и Драганского плато носит несколько иной тектонический характер. Обеим областям свойствен веерообразный тип складок (рис. 161). Довольно интенсивно сложенные в складки, а отчасти изоклинальные кульмские

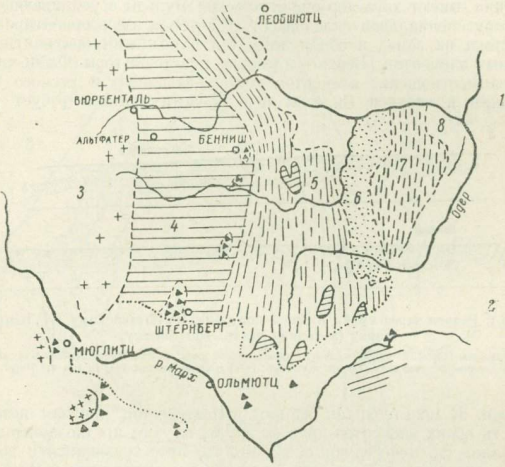


Рис. 160. Обзорная карта нижней впадины. По Г. Шмидту.

Черные треугольники означают известные выходы девона; *1*—в. карбон; *2*—ор. девон; *3*—кристаллические сланцы и неметаморфизованный девон; *4*—энгельсбергские слои; *5*—сланцы долины р. Мо, ы; *6*—гладкие слои; *7*—вагштадтские слои; *8*—гульчинские слои.

слои на западе опрокинуты на запад, на востоке — на восток и связаны с надвигами соответствующего простирания. Опубликованные Кеттнером, Клоппом и Заплеталом разрезы едва ли можно объяснить без предположения регионального отрыва или скальвания в фундаменте. [1] Поднятие вверх девонских гряд, казалось бы, должно означать, что таковые во всяком случае залегают под средним девоном, и вместе с тем оно может совпадать с крупными отрывами выше моравских кристаллических пород. Тектоника во всяком случае моложе, нежели Молданубский надвиг.

[1] См. Стейскал (Geol. Rundschau, 1929, H. 6).

Безусловно существенно, что этот же тектонический характер продолжается до западных частей Верхне-силезского бассейна, где остравские слои образуют много совершенно аналогичных, опрокинутых к востоку складок (Михалковицы, орлавское нарушение). В обеих областях проявляется также и волнообразное изгибание оси.

Впервые в орлавской дислокации, прослеживающейся от Остравы к ССВ до Глейвица, такая структура опрокинутой складчатости прекращается (затухает); центральные и восточные части бассейна имеют характер очень плоской мульды с усиливающейся к северу специальной складчатостью, которая здесь ориентирована с востока на запад и обнаруживается в поднятии брахиантиклинальных элементов [Верхне-силезские пластовые горы (Флёцберге)].

Взаимоотношение элементов востоко-западного и южного простираний в верхней Силезии и в области кульма требует раз-

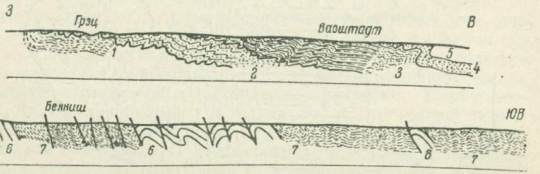


Рис. 161. Разрез через кульм нижней впадины. По Паттейскому и Г. Шмидту; внизу (западная часть)—по Кнопу.

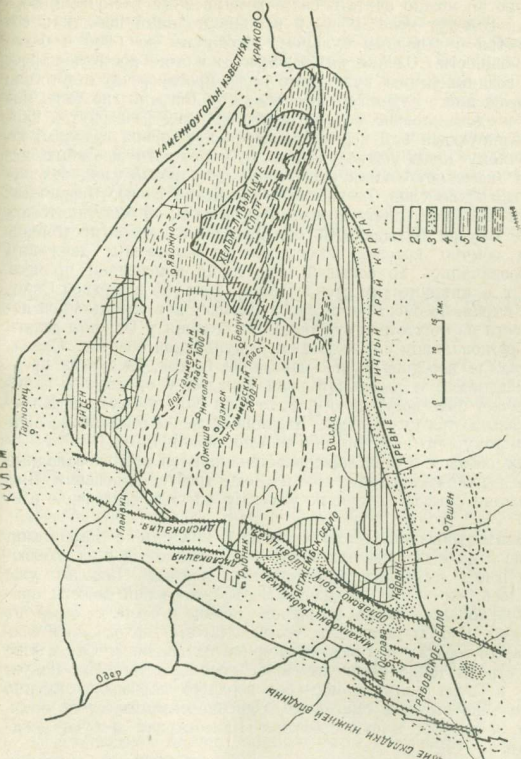
1—слои долины Моры; *2*—грэцкие слои; *3*—вагштадтские слои; *4*—гульчинские слои; *5*—в. карбон; *6*—кульмские граувакки (девон частично); *7*—кульмские сланцы=слоям долины Моры.

работки. В 1926 г. я, так же как и Паттейский, признал независимость обоих элементов друг от друга, из чего предположительно вытекало, что поперечная складчатость, простирающаяся с востока на запад, может быть и старше (*IX*, *16*). Отношения у Остравы, где простирающееся с востока на запад Ястжембское седло перерезано орлавской дислокацией северо-южного простирания, вряд ли можно иначе объяснить. Еще севернее можно иногда наблюдать, как сообщает Э. Бедерке, поворот северо-южного простирания к востоко-западному (западный край бёйтенской мульды), так что оба элемента никоим образом нельзя так резко отделять друг от друга, как думали прежде, а наряду с отчетливым перекрещиванием их бывают и переходы. Тогда не приходится их считать и столь различными по возрасту, но это возрастное взаимоотношение может местами изменяться.[1]

Так как тектоника нижнего и верхнего карбона может быть истолкована одинаково, а между кульмом и остравскими слоями,

[1] Явления такого рода часто наблюдаются во всех областях, где встречаются отрывы и сколы (Альпы, Юра). На карте рис. 162 этот поворот простирания еще не обозначен.

а также между последними и вестфальскими отложениями нет резких несогласий, то обычно складчатости в кульмской области приписывается астурийский возраст.


КАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ИЗВЕСТНЯКИ КРИКОВО
КУЛЬМ
Одер
Висла
Ольза
Глубчицкая впадина
Нижнесилезская впадина
Краковецкая впадина
Краковецкое седло
Моравское седло
Моравская впадина
Моравская возвышенность
Моравский массив
Моравская впадина
Моравская возвышенность
Моравский массив
Моравская впадина
Моравская возвышенность
Моравский массив

его наверное не существовало во время астурийской фазы складчатости, так как он давно уже был там погребен под многими тысячами метров верхне-карбоновых отложений. Доверхне-карбоновым напротив можно считать более возвышенный восточный форланд, так как тут менее мощный каменноугольный известняк сопоставляется с западным кульмом, доходящим до 1 000 и более метров мощности. Однако бытекающему из этого доверхне-карбоновому возникновению кульмского веера противоречит отсутствие ясно выраженного судетского несогласия у Остравы; но быть может это не доказательно, если исходить из ранее развернутой картины мигрирующей или перемещающейся предгорной впадины; по ее восточному краю можно указать на много хотя и слабых несогласий (каменноугольный известняк — островские слои, заленцские — ожешские слои, ожешские — лазицкие слои). Первичный западный край нам однако не известен, так как он был уничтожен эрозией. Внутри блуждающей или передвигающейся предгорной впадины обычно краевые несогласия не выражены; движения края обозначались по большей мере лишь изменением приноса осадков, т. е. циклическим расчленением. Как раз в верхней Силезии это выражено очень отчетливо. Поэтому нет непременной необходимости из отсутствия судетского несогласия у Остравы делать вывод о региональном его отсутствии в кульмской области. Складчатость могла передвинуться с запада на восток, следуя за предгорной впадиной, и нынешний край складок у орлавского нарушения может быть астурийским, даже если складки кульма западнее и оказываются судетскими. Картина была бы совершенно аналогичной тому, что нам известно в Альпийских горах.

Каким образом с этой картиной увязываются востоко-западные элементы верхне-силезской тектоники, еще требует выяснения. При истолковании смысла следует не упускать из вида следующие элементы:

1. Взаимоотношение верхне-силезской впадины с Карпатами, вернее не с их нынешней тектонической картиной, а с заключающимися в них видимыми варисскими элементами. Вскользь уже указывалось, что принос осадков в Верхне-силезский бассейн происходил не только с запада на восток, но еще и с юга на север, из чего можно было бы заключить, что бассейн этот находился в связи с «Палеокарпатами» в виде предгорной их впадины. Сам я уже раньше строил такие предположения; после же того как Ракуш показал в Татре наличие морского верхнего карбона и именно его достаточно высоких горизонтов, решение оказывается не столь простым, и возраст и существование Палеокарпат требуют доказательств.

2. Так как кристаллические доверхне-карбоновые элементы восточных Судет западнее верхней Силезии, по Бедерке, отгибаются от северо-южного простирания, переходя в юго-западно—северо-восточное, и так как аналогичные изгибы наблюдаются и в северо-западном углу верхней Силезии, то кажущаяся «интерференция» главной и поперечной складчатости могла тоже быть вызвана этим изгибом.

3. В тесной зависимости с этим следует доказать отношения бассейна к Польскому среднегорью. С точки зрения Соболева, какущейся мне весьма обоснованной (гл. XI), именно там складки проявляют тенденцию к опрокидыванию на ЮЮЗ. Бедерке привлек мое внимание к тому, что соответственное движение должно существовать и в верхне-силезских востоко-западных элементах, а это можно истолковать таким образом, что главная ветвь варисских гор проходила не южнее (Палеокарпаты), а севернее верхне-силезской впадины, что соответствует двум вышеприведенным наблюдениям. Региональные причины, которые мы изложим позднее, ныне мне кажутся решительно говорящими в пользу этого толкования, но тогда приходится отстранить предположение о связи верхней Силезии с северно-варисской предгорной впадиной. Восточно-судетские складки тогда можно сравнить с «внутренней виргацией», аналогично тому, как она в подобной же форме согласно Аргану, выступает по внутреннему краю западных Альп.

7. ВАРИССКАЯ ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНАЯ ФАЗА В ВОСТОЧНЫХ СУДЕТАХ

Вместе с астурийской фазой поднятие всей области между молданубским комплексом и краем русской плиты заканчивается. В самом молодом палеозое начинается общее выравнивание; продукты разрушения отлагаются в отдельных по большей части ясно выраженных тектонически предрасположенных к тому углублениях. Два из них оказываются в пределах разбираемой области: Босковицкая борозда и Краковский район перми. Характер накопления осадков и тектоника в обоих весьма различны.

Боскевицкая борозда. Полоса отложений самого верхнего карбона и нижних красноцветных отложений западнее Брно отделяет область моравского шварцавского купола от Брюннского массива. К северу она быть может непосредственно связана с обширною плитою красноцветных отложений восточной Богемии и с внутренней судетской мульдой. В Моравии же она образует узкую полосу погружения, тектоническое положение которой повидимому предопределяется границей моравских покровов и Брюннского автохтонного массива. Благодаря месторождению угля у Россиц район этот имеет практическое значение.

Последовательность отложения состоит в следующем *(IX, 61, 77, 82).*

Красноцветная толща. Мощная свита с красными аркозами и пестрыми сланцами (до 1 500 *м*), в которой проходят два постоянных горизонта горючего сланца. Последние содержат обильную флору *(Callipteris conferta, Taeniopteris abnormis, Pecopteris unita. Odontopteris obtusa, Walchia piniformis, W. filiciformis).* Кроме того *Palaeoniscus, Acanthodes gracilis, Xenacanthus Decheni, Melanerpeton fallax.* Судя по этому, тут быть может перед нами типичные лебахские слои.

? Верхний карбон. Плитчатые песчаники и сланцы.
Главный угольный пласт в 3—4 *м*, иногда в 6 *м*.
Песчаники с гальками и примазками угля 30 *м* на севере, 90 *м* на юге.
Промежуточный угольный пласт в 1—3 *м* непромышленный.
Песчаники, содержащие гальку, и глинистые сланцы 30—50 *м*.
Нижний угольный пласт в 0,5—1 *м*, частью смоляной уголь, очень обильный растениями.
Серые слюдистые песчаники с красно-бурыми сланцеватыми глинами 20—90 *м*.
Конгломераты Балинки 50 *м*, с кристаллическим материалом, принесенным с запада.

Точно установить порядок в этой угленосной свите пока еще не удалось. Флора показывает видимо смешанный характер: *Calamites approximatus* и др., *Annularia stellata, Sphenophyllum oblongifolium, Mariopteris muricata, Odontopteris Schlotheimi* и др., *Pecopteris arborescens, P. Candolleana* и др., *Neuropteris auriculata, Alethopteris Serli* и т. д.

Типичные пермские растения *(Walchia piniformis, Callipteris conferta, Odontopteris obtusa)* следует считать находящимися выше угольных пластов, почему Штур, Вейтгофер, Ф. Э. Зюсс и Петрашек относили эту свиту к стефанскому ярусу, тогда как Катцер, а недавно и Заплетал признавали ее синхроничной нижне-красноцветным отложениям (кузельские слои).

Эта расчлененная серия имеется лишь на западе. На востоке залегают частью прямо на девоне рокитинские конгломераты (полимиктовые) с преобладанием материала с востока (девон, кульм, а также кристаллическая галька с Брюннского массива, по Заплеталу). Они содержат прослои углистых сланцев с *Pecopteris, Callipteris* и палеандонтами. Ф. Э. Зюсс рассматривал эту зону как нижний член свиты и даже как восточную фацию балинкского конгломерата и части его верхов; посредине бассейна должен был находиться район соприкосновения обеих фациальных областей. Заплетал напротив видит в этих конгломератах самый верхний член всей свиты и тем самым выражает более старые взгляды Гельмгаккера. Контакты со сланцами отчасти тектонические. Важно, что вся свита в целом к северу утоняется и становится более тонкозернистой.

Тектонически Босковицкая борозда образует не просто грабен, а представляет собою область опускания довольно сложной структуры. Западный край являет собою усложненную сбросами флексуру с региональным восточным падением слоев. Прямолинейный восточный край частично представляет собою падающий к востоку надвиг с перекрытием красноцветной толщи девоном и гранитом.

В центре имеются разнообразные довольно крупные нарушения; большая их часть имеет характер простирающихся с С на Ю надвигов, падающих к востоку.

Тектоника пожалуй может быть отнесена к заальской фазе. Направление движения ее — обратное древнейшей варисской тектонике, но совпадает довольно близко с остальными внутренне-судетскими районами опускания. Об этом речь будет впереди.

Краковская область красноцветных отложений. По Петрашку (*IX*, 58), свиту отложений можно представить таким образом:

Рэт

Несогласие

Верхний отдел красноцветной толщи:
- Туфы и порфировый конгломерат
- Мыслоховицкий конгломерат с гальками каменноугольного известняка
- Карньовицкий известняк с *Annularia stellata, Taeniopteris multinervis, Sphenophyllum emarginatum, Pecopteris Beyrichi.*

Несогласие

? Средний отдел красноцветной толщи:
- Квачалайские слои, 450 *м*. Конгломераты, красные песчаники и сланцеватые глины с *Araucarites.*
- Излившиеся покровы, причем в верхах — мелафир, а в низах — порфир

Несогласие

Подробности тектоники еще только намечаются. В некоторых отношениях можно было бы думать о пространном надвиге внешней карбоновой впадины в восточную сторону. Однако не исключается возможность, что эта пермь лежит между Судетами и Польским среднегорьем в виде внутренней впадины большого тектонического значения.

Красноцветная толща в равнине Одера. Южнее Бреславля (Крейка) и у Оппельна буровыми скважинами вскрыты (? верхние) красноцветные отложения, о региональной связи коих пока еще естественно едва ли что может быть сказано.

В. СИСТЕМА ЗАПАДНЫХ СУДЕТ

1. ОБЗОР

Цельное древнее ядро ССВ—ЮЮЗ простирания, которое несмотря на значительные осложнения может быть прослежено по всей Моравии и по восточным Судетам, в Западно-судетском горном отрезке отсутствует до Эльбы. Это пожалуй наиболее своеобразная часть всех варисских гор, расширяющаяся в виде мозаики разнородных глыб по северо-восточному краю Богемского массива. Прежнее представление, что здесь перед нами отогнутый отрезок варисской дуги, переходящий из рудногорского (СВ) в судетское (СЗ) простирание, — так называемая «палеосудетская петля» — в настоящее время должно отпасть. Непрерывность перехода не существует нигде. Отклонение происходит многократно и в отдельных частях

тор в совершенно различных точках; положение его сообразно с местными условиями оказывается в различных по возрасту горизонтах, и кажущаяся закономерность строения в очень сильной мере подчинена новейшим СЗ нарушениям. Важнейшие из них таковы, считая с СВ на ЮЗ:

1. Судетская краевая дислокация, которая ранее нами уже упоминалась, отделяющая Силезскую холмистую страну от собственно горных хребтов.
2. Внутренне-судетское главное нарушение, отделяющее Совиные горы от внутренне-судетской мульды и Бобер-Кацбахские горы от Исполиновых и Изарских гор.
3. Лаузицкий надвиг, определяющий внутренний край гор в сторону восточно-богемской меловой плиты.

Таким образом вся область разбита на отдельные глыбы (Leistenschollen) (Ф. Э. Зюсс, *XII, 41*), идущие с СЗ на ЮВ, последняя «обработка» коих относится к третичному времени; но эта обработка основана на древних структурах, так как зачастую части совершенно разнородного развития и различной степени метаморфизации оказываются смежными друг с другом.

Но и внутри этих глыб нет никакой непрерывности развития и тектоники; нет сквозных зон, кристаллической цепи с ранее отложенным осадочным плащом, как в восточных Судетах; древние области поднятия и опускания чередуются как будто бы в беспорядке и скорее являют собою картину «брахиантиклиналей большого масштаба», нежели правильную складчатую цепь. Граниты, выступающие на поверхность в ядре куполов и по плоскостям несогласий, подчеркивают своеобразие этой картины.

Сюда же следует отнести ту особенность, которая охарактеризована Клоосом (*IX, 17*), а именно отрывочность и разнородность накопления осадков, что совершенно чуждо варисским восточным Судетам.

Ключом к смыслу этого являются два факта, разъяснением которых мы прежде всего обязаны Бедерке: признание докембрийского возраста гнейса Совиных гор, — этой подпирающей массы в ядре всего сооружения, в то же время представляющей ось его, и указание на довариссскую, т. е. каледонскую складчатость (*IX, 3, 4*). Из этого следует, что варисская складчатость здесь встретилась не с «геосинклиналью», а с обширным отвердевшим или жестким сооружением, и только отрывочно и не полностью переоборудовала его.

Подробное изображение всей структуры трудно изложить, так как перед нами совершенно разнородные элементы, стратиграфия, тектоника и метаморфизм коих совершенно различны. Перечислим коротко эти элементы (рис. 163).

1. Лаузицкий гранитный массив с древне-палеозойским плащом и несогласно налегающим кульмом на севере.
2. Примыкающие с востока Бобер-Кацбахские горы, сложенные древним палеозоем ЗСЗ — ВЮВ простирания; на во-

стоке трансгредируют верхний девон и кульм (Фрейбургские горы), и внедряется гранитный массив Штригау-Цоттен.

3. На юге примыкающий сюда гранит Изер-Исполиновых гор со своим кристаллическим обрамлением.
4. Примыкающая с юго-востока внутренне-судетская мульда, сложенная кульмом — верхним карбоном — пермью, продолжающаяся на юг выполненным меловыми отложениями Нэйсским грабеном.
5. Примыкающие на востоке древне-кристаллические Совиные горы.

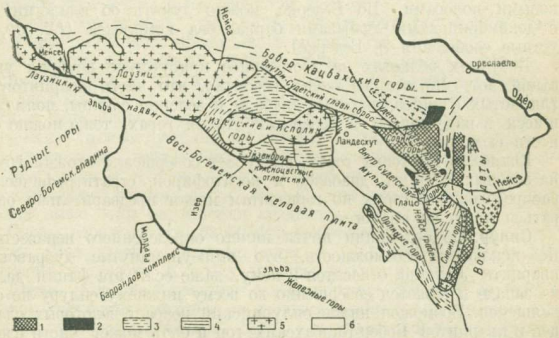


Рис. 163. Обзорная карта западных Судет.

1—древние кристаллические породы; *2*—основные изверженные породы; *3*—метаморфические древне-палеозойские породы; *4*—палеозой; *5*—варисские изверженные породы; *6*—позднекарбоновые отложения.

6. Примыкающие с юга сложенные древним палеозоем, верхним девоном и кульмом Вартские горы, к востоку и северо-востоку продолжающиеся в виде узкой зоны кристаллических сланцев, основных эруптивов и сиенит-монцонитов и обрамляющие гнейс Совиных гор (северо-южная зона Клооса).
7. Разделенные Нэйсским грабеном, состоящие из кристаллических сланцев с гранитными интрузиями южные части: Орлиные горы, Богемский гребень, Габельшвердтские горы на западе, Рейхенштейнские, Снежные и Биленские горы на востоке.

2. СТРАТИГРАФИЯ

Кембрий. Достоверный содержащий ископаемые кембрий известен покуда лишь в северном крае Лаузицкого гранитного массива. Сюда несомненно принадлежат красные и кварцитовые

сланцы к северу от Гёрлиц, из коих Р. Рихтер (*IX, 68*) описал небольшую фауну верхов нижнего кембрия (*Eodiscus* cf. *speciosus*, одна мезонацида, *Agraulos?* sp.). [1] В невыясненной еще, но без сомнения подтвержденной переходами связи с этими сланцами находятся слабо метаморфизованные красноватые желваковые известняки, которые ранее подобно сланцам относились к девону, но после названных находок вероятнее их тоже кембрийский (? средне-кембрийский) возраст. Наверное моложе кварциты Дубравы с *Lingula, Lingulella* и сколитами, ранее причислявшиеся к нижнему силуру (американский песчаник); теперь они тоже относятся к кембрию. Под вопросом наконец и положение мощных диабазов и кератофиров, частью связанных с названными известняковыми полосами. По Бедерке, можно думать об аналогии их с докембрийскими диабазами баррандова комплекса (*IX, 62*, и устные сообщения Э. Бедерке).

В других областях на достоверное присутствие кембрия указаний нет. Но все же очень вероятно, что часть кварцитов и глинистых сланцев, шаровые диабазы и зеленые сланцы, появляющиеся в виде полосы в Бобер-Кацбахских горах, тоже можно отнести сюда же.

Южнее, в Вартских горах, выступает совершенно схожая группа зеленых сланцев, диабазов и кератофиров, стратиграфическое распределение которых по горизонтам может предварительно опираться лишь на аналогии.

Силур. Об ордовиции почти ничего определенного неизвестно. Не исключена возможность, что вышеупомянутые дубравские кварциты Лаузица относятся к нему, даже если эта фация далее на западе и кажется совершенно ко всему нижнему силуру не относящейся. Возможен нижне-силурийский возраст некоторых сланцев и кварцитов Бобер-Кацбахских гор и быть может части сланцев «Герцогского леса» в Вартских горах. Здесь залегают пестрые, иногда кремнистые и квасцовые сланцы (*? Dendrograptus*), быть может отчасти представляющие нижний силур, в то время как другая часть их несомненно моложе (см. ниже). Наличие ордовиция можно предполагать лишь на основании общих палеогеографических условий (отношений между Богемией и Балтикой по Колите).

Значительно полнее наши сведения о *гоглландии* (*IX, 21, 33, 90*), который по всей только что описанной области представлен фацией кремнистых и квасцовых сланцев.

При этом основание в сущности везде (Варта, Бобер-Кацбах, Лаузиц) построено из темных кварцитов и кремнистых сланцев, которые отчасти принадлежат еще верхам нижнего силура, отчасти же могут соответствовать и ландоверу. В общем можно причислить к ландоверу тоже почти повсюду следующие кремнистые сланцы, которые лишь в Бобер-Кацбахских горах залегают выше, [2] будучи в других местах замещаемы квасцовыми сланцами; в последних встречается несомненная граптолитовая фауна зон 22—31 (Эллеса

[1] Соответствующую протоленусовому горизонту Польского среднегорья.
[2] В чередующемся залегании с квасцовыми сланцами.

и Вуда), т. е. в сущности это — таранион и уэнлок. Более глубокие зоны (17—21), т. е. ландовер, дали граптолитов лишь в Лаузице *(Climacograptus scalaris)* и отдельные находки в Бобер-Кацбахских горах *(Diplograptus palmeus, D. longissimus, Dimorphograptus Swanstoni, Rastrites peregrinus, Monograptus convolutus. M. Becki)*. Более поздние зоны (32—34, ? нижний лудлоу) выступают быть может в Бобер-Кацбахских горах. К этому более молодому верхнему силуру (лудлоу) может быть принадлежит у Варты еще часть так называемых слоев Герцогского леса; пестрые, иногда точильно-сланцевые породы, которые залегают на граптолитовых зонах; как упоминалось выше, часть сланцев Герцогского леса может быть однако и древнее.

Общее расчленение, по Дальгрюну и Финкху, может быть представлено согласно прилагаемой таблице (см. стр. 548).

Мощность содержащей фауну зоны (таранион — уэнлок) в Вартских горах, а также в остальных частях западных Судет — невелика (15—20 *м*). Новые находки силурийских граптолитов в южных Исполиновых горах *(Didymograptus)* установили почти непрерывное распространение их вплоть до Богемии, где горизонт $e\alpha$, особенно $e\alpha_2$, развит совершенно аналогично. Различия начинаются лишь в лудлоу, когда в Богемии понемногу наступает известняковая фация, тогда как Судеты поднимаются в виде хребта выше зоны накопления осадков.

Очень вероятно, что часть кристаллических сланцев западных Судет (Исполиновы, Орлиные горы и др.) тоже принадлежит древнему палеозою. К этому мы еще вернемся далее.

Девон. Коренная разница с восточными Судетами состоит в полном отсутствии нижнего и среднего девона, — последствие каледонского горообразования. Лишь с верхнего девона начинается новая трансгрессия и некоторое выравнивание в отношениях с восточными Судетами. Все же кажется, что эта трансгрессия была до известной степени прерывистою и вместе с тем носила характер образования каналов, прорываясь внутрь и между отдельными горными глыбами. Лучше всего развиты относящиеся сюда слои на востоке в окружности Совиных гор, которые сами (первично или вторично) не обнаруживают никаких следов девона; зато они в весьма существенной степени являлись поставщиком материала для отложения кластической части девона. Девон отсутствует в Лаузице, западных Бобер-Кацбахских горах, в Орлиных и Снежных горах. Средний девон (хейлоцерасовый горизонт) напротив недавно обнаружен был в Ешкенских горах, т. е. на юго-востоке Изерских гор, так что эта трансгрессия заходила на запад далее, нежели это принималось до сих пор.

Трансгрессия верхнего девона могла последовать в различных местах в несколько разное время: на севере (а именно у Фрейбурга, по восточной кайме Бобер-Кацбахских гор) — в низах верхнего девона, начинаясь конгломератами и известняками-граувакками, в то время как по краю Совиных гор трансгредирующая свита начинается по крайней мере в средине верхнего девона (Нёйдорф — *Spir. Murchisoni*, габбровый конгломерат под

	Варта	Бобер-Кацбах	Лаузиц
Нижний лудлоу Зоны 32—36	Слои Герцогского леса (отчасти)	Кремнистые и квасцовые сланцы с *Ret. Geinitzianus, Mon. vomerinus, M. Flemmingi, M. riccartonensis, M. bohemicus?, M. Roemeri*[1]	?
Уэнлок Зоны 26—31	Верхние квасцовые сланцы. *Mon. vomerinus, M. priodon, Cyrtogr. Murchisoni, Retiol. Geinitzianus*	Кремнистые и квасцовые сланцы. *Ret. obesus, R. geinitzianus, Mon. riccartonensis, M. dubius, M. vomerinus, M. Flemmingi, M. priodon*	? Квасцовые сланцы с *M. colonus* у Лаубана ?
Таранион Зоны 22—25	Нижние квасцовые сланцы. *Mon. riccartonensis, M. Zimmermanni, Retiolites Geinitzianus, Mon. spiralis, M. priodon, M. Marri, M. discus, Dipl. palmeus*	Кремнистые и квасцовые сланцы. *Retiolites spinosus, R. geinitzianus, M. riccartonensis, M. vomerinus, M. Zimmermanni, M. dubius, M. priodon, M. Flemmingi*	Квасцовые и кремнистые сланцы. *M. priodon, M. gemmatus, M. Becki, M. turriculatus, M. proteus, M. spiralis, M. discus, Pristiograptus jaculum, Pr. Hisingeri, Rastrites Linnei, Petalograptus folium, Climacograptus scalaris*, конодонты, ортоцератиты
Ландовер Зоны 16—21	Кремнистые сланцы	Кремнистые сланцы	
? Нижний силур	Кварциты, слои Герцогского леса (частично)	Кварцит	Кварцит

[1] Появление лудлоу в Бобер-Кацбахских горах указано Р. Гундтом (R. Hundt); Дальгрюн в этом сомневается с недавних пор и относит данные слои к уэнлоку.

главным известняком у Эберсдорфа). Для средних частей свиты характерна смена фаций: тогда как зоны I и II развиваются в виде коралловой, частично в виде глинисто-сланцевой фации с известковыми желваками, в более высоких зонах IV—VII повсюду распространены пестрые желваковые известняки с климениями. Современный уровень стратиграфических познаний может быть представлен следующим образом, согласно любезному сообщению Бедерке:

Север (Фрейбург)	Юг (Эберсдорф)
VI и VII ?	Голубовато-серый известняк с *Imitoceras Gürichi, Cyrtoclymenia angustiseptata, Kalloclymenia subarmata, Gattendorfia* и т. д.
V. Красные и серые желваковые известняки с климениями и красные глинистые сланцы	Глинистые сланцы с *Phacops Bergicus* Голленау (Вартские горы). Серые и красные линзовидные известняки с *Laevigites laevigatus, Oxyclymenia undulata, Gonioclymenia speciosa* и др.
IV.	Голубовато-серые и красные известняки с *Postprolobites Jakowlewi, Platyclymenia annulata, Cyrtoclymenia euryomphala, Sporadoceras Münsteri* и т. д.
III. Палеонтологически не доказаны.	
II. Мергельные сланцы, известняково-желваковые и глинистые сланцы с *Posidonia venusta, Buchiola retrostriata*	Серый, отчасти битуминозный главный известняк: *Euomphalus crassitesta, Schizophoria striatula, Athyris concentrica, Productella subaculeata, Pugnax pugnus, Syringopora philoclymenia, Phillipsastraea Kunthi*, остракоды
	Конгломерат с обломками габбро и сферокодиями
I. Голубовато-серые тонкослоистые известняки с *Rhynchonella cuboides, Spirifer Verneuili, Schizophoria striatula, Atrypa reticularis, Productella subaculeata, Receptaculites Neptuni, Endophyllum priscum, Cyathophyllum Kunthi, Favosites fibrosa, Striatopora vermicularis* var. *filiformis, Aulopora serpens* и т. д., отчасти замещенные сланцами с *Tornoceras*	Отсутствует
Известковые граувакки и трансгредирующие конгломераты с сферокодиями	
В основании диабаз и складчатый древний палеозой	В основании габбро или силурийские филлиты

Мощность девона Фрейбурга, считая без нижних граувакк, равняется 39 *м*. Девон Эберсдорфа-Голленау достигает мощности в 60—70 *м*.

Благодаря доказанному трансгрессивному и несогласному налеганию на складчатый древний палеозой, Бедерке *(IX, 4)* имел возможность установить наличие древней каледонской складча-

тости западных Судет. Очень важно, что в нижних конгломератах у Фрейбурга, хотя и преобладают гальки филлита, диабаза и т. д., но и гнейсовый материал Совиных гор встречается во многих местах.

Расчленение девона указывает на значительное совпадение как с восточными Судетами, так и с Польским среднегорьем, где однако трансгрессия началась много ранее. Так как непосредственная связь с севером и северо-западом отсутствует, то ясно, что трансгрессия, прорвавшаяся на юг в нижнем и среднем девоне через Силезские ворота, продвинулась на запад повидимому скорее фьордообразно, а затем в связи с этим залила уже сильно понизившиеся каледонские горы.

Нижний карбон. Непрерывности накопления осадков между девоном и карбоном в западных Судетах не существует; наличие горизонта VII верхнего девона указывает, что главнейшее несогласие проходит выше него, а так как эквиваленты горизонта II карбона отчасти имеются, то это бретонское несогласие без сомнения относится к нассауской подфазе. Наступающая затем карбоновая трансгрессия повидимому идет также с востока или с юго-востока и происходит не везде одновременно. Прежде всего развивается весьма значительная впадина на юге Совиных гор и в части позднейшей внутренне-судетской мульды. Лишь позже в горизонте III трансгрессия охватывает широко и равномерно запад; так Совиные, Вартские горы, внутренне-судетская мульда, восточная часть Бобер-Кацбахских гор и большая часть Лаузица оказываются в это время погруженными под уровень моря. Возвышенности сохраняются в Исполиновых горах и предположительно в Орлиных и Снежных горах. По восточному краю Исполиновых гор несогласное налегание отдельных карбоновых горизонтов на древнее ядро отчетливо видно.

Кульмская фация безусловно преобладает: это конгломераты (гнейсовые в Совиных горах, на севере — с древне-палеозойскими составными частями, вариолитовые конгломераты, конгломераты, состоящие из кристаллических сланцев Исполиновых гор, граувакк, глинистых сланцев). Лишь на Совиных горах и в их окрестностях седиментация настолько отличается, что здесь дважды встречаются известняковые горизонты, которые по мере удаления от глыбы Совиных гор переходят в сланцеватую глину (Бедерке, *IX*, *6*). Нижний горизонт — морского образования только на юго-востоке, — известен к югу от Совиных гор. Он начинается мощными гнейсовыми конгломератами, внизу отчасти состоящими из огромных глыб (величиною с дом). Еще в конгломератах, а потом сразу над ними появляется фауна нижнего каменноугольного известняка.

Для этого горизонта характерны следующие формы: *Productus sublaevis, Spirifer lineatus, Sp. bisulcatus, Sp. convolutus, Sp. cinctus, Phillipsia gemmulifera.* Далее здесь выступают виды, переходящие и в более высокие слои: *Productus corrugatus, Pr. scabriculus, Pr. punctatus, Pr. semireticulatus, Pr. striatus.* Из гониатитов до сего времени известен *Nomismoceras Frechi.*

Эти слои принадлежат почти несомненно к турнэ (нерициклоусовый горизонт). Эта свита, по Бедерке, имеет максимальную мощность в 200 *м*.

Морское развитие горизонта II однако ограничено лишь юго-востоком. На северо-западе именно по краю Исполиновых гор появляется существенно иначе построенная свита конгломератов и граувакк с автохтонными угольными пластами (Ландесхут), которая, согласно Бедерке, носит характер образования на суше и достигает значительной мощности (до 3 000 *м*).[1]

В северных окрестностях Совиных гор эти низы нижнего карбона отсутствуют совершенно, и отложение начинается большою трансгрессией визе, которая довольно равномерно заливает всю восточную область и захватывает также часть края Исполиновых гор в районе распространения нижнего горизонта.

Этот верхний горизонт начинается по большей части гнейсовыми конгломератами, на которых вскоре появляются глинистые сланцы с известняками; здесь присутствует типично-визейская фауна: *Productus giganteus, Pr. latissimus, Pr. margaritaceus, Pr. plicatilis, Pr. spinulosus, Pr. striatus, Aulacorhynchus consentricus, Leptaena analoga, Orthotetes crenistria, O. radialis, Spiriferina insculpto, Spirifer beyrichianus, Sp. integricostus, Sp. pinguis, Sp. trigonalis* var. *lata, Sp. striatus, Sp. attenuatus, Sp. glaber, Sp. trisulcosus, Syringothyris cuspidata, Athyris expansa, Dalmanella Michelini, Chonetes papilionacea, Ch. hardrensis, Rhynchonella pleurodon.* Из кораллов представлены *Lithostrotion* и *Lonsdaleia.* В глинистых сланцах встречаются *Nomismoceras germanicum, Homoceras discum, Prolecanites serpentinum, Glyphioceras crenistrium;* судя по этому, здесь перед нами горизонт Шα. К западу известняки переходят в глинистые сланцы, которые однако близ Ландесхута содержат сходную фауну наряду с названными брахиоподами: *Fenestella plebeja, Edmondia sulcata, Leiopteria laminosa, Aviculopecten planiclathratus, Loxonema sulcatula, Orthoceras,* остатки криноидей и т. д.

В сланцах известна тоже довольно обильная флора: *Cyclopteris Hochstetteri, Sphenopteridium dissectum, Sphenopteris distans, Sph. elegans, Cardiopteris polymorpha, Rhacopteris transitionis.*

На этом морском уровне залегает мощная свита конгломератов с глинистыми сланцами; в конгломератах содержатся вариолиты, замечательные тем, что место происхождения зеленых вариолитов неизвестно. В самых верхних частях лежат у Вальденбурга — Альтвассера глинистые сланцы с угольными пластами, в которых недавно найдена была самая верхняя морская фауна (гониатиты — IIIβ). Иногда в самом верху залегают окрашенные в ярко красный цвет конгломераты, постоянство уровня которых еще без всякого сомнения далеко не выяснено. В Лаузице порядок горизонтов (конгломератов, сланцев с известняком, граувакк) совершенно такой же.

---

[1] У Мерцдорфа Р. Потонье описал: *Archaeopteris Zimmermanni, Sphenopteridium Schimperi, Cardiopteris frondosa, C. polymorpha, Rhodea* cf. *Stachei, Asterocalamites scorbiculatus, Lepidodendron acuminatum, Stigmaria ficoides* (*IX, 63*).

Верхний карбон. Морская трансгрессия кульма длилась недолго. На границе с верхним карбоном происходит очень значительное поднятие. Судетское несогласие по краям внутренне-судетской мульды ныне установлено совершенно точно, и верхний карбон залегает гораздо положе и с много более простою тектоникой на круто поставленном кульме. До его отложения следовательно должно было произойти горообразование и размыв, не дооценивать которых не следует (*IX, 6*).

Верхний карбон ограничен областью внутренне-судетской мульды; образование чисто озерное, и им начинается развитие этой огромнейшей внутренней впадины. При этом седиментация очень неравномерна, можно наблюдать нечто вроде блуждания впадины и накопления осадков с востока на запад (*IX, 15, 22, 57*).

Петрографический характер осадков весьма однообразен и совершенно отличен от кульмского; вся свита состоит из монотонной смены однородных конгломератов (с кварцитовой и кремнисто-сланцевой галькой), светлых аркозовых песчаников и темных сланцев с прослоями угля.

Низы верхнего карбона— вальденбургские слои. Эта серия на северо-востоке у Вальденбурга доходит до 220 *м* мощности и к западу отсюда полностью выклинивается; на юго-востоке она восточнее Нёйроде развивается в виде маленького отдельного бассейна. Последовательность отложений показывает внизу преобладание грубообломочного материала, тогда как наверху господствуют сланцеватые глины. Свита содержит до 20 пластов угля (лежачая полоса). Флора обнаруживает еще в сильной степени нижне-карбоновый характер:

Sphenopteris elegans, Sph. divaricata, Sph. dicksonioides, Adiantites oblongifolius, Cardiopteris polymorpha, Rhodea Stachei, Alloiopteris quercifolia, Sphenophyllum tenerrimum, Asterocalamites scorbiculatus, Lepidodendron Veltheimianum, L. Volkmannianum.

Отсутствие морской фауны затрудняет точную параллелизацию с другими областями. Очень обобщенно можно сказать, что вальденбургские слои соответствуют большой части намюрского яруса, вернее (? нижним) остравским слоям верхней Силезии, с которыми они согласуются и в отношении флоры.

Средина верхнего карбона — вейштейнские и шацларские слои. Поразительно отчетливое трехчленное деление характерно для этого горизонта:

Внизу: вейштейнские слои. Бедная углем зона, отличающаяся преобладанием грубообломочных осадков. Напластование на более древние породы порою довольно отчетливо несогласное (Вальденбург) и трансгрессивное (на кульм у Ландесхута на западе). Мощность достигает на северо-востоке 150—170 *м*, на западе очень сильно сокращается; на юге и на юго-западе этот горизонт иногда совсем отсутствует. Готаном (*XII, 19*) замечен значительный флористический скачок по сравнению с низами свиты и постепенный переход к верхам:

Фавулариевая зона: *Neuropteris Schlehani, N. gigantea, Mariopte-*

ris muricata, Pecopteris dentata, P. aspera, Sphenophyllum cuneifolium, Lepidodendron rimosum, Sigillaria elegans.

Средний отдел (вальденбургская верхняя полоса, нижние шацларские слои) снова отличается более тонкими осадками и изобилием угольных пластов. Отдел содержит у Вальденбурга до 20 пластов угля. На западе (Шацлар) он налегает несогласно на гораздо более древнее основание, да и на юге (Нёйроде) он налегает базальным габбровым конгломератом на докульмские породы.

Верхний отдел (верхние шацларские слои) вновь грубообломочный по характеру осадков и обнаруживает иногда следы окрашивания в красный цвет. Угольные пласты имеются; однако в общем они редки.

У обоих верхних горизонтов в восточной (Прусской) части бассейна мощность доходит до 150—750 *м*. Они однако не повсюду налицо, например совершенно отсутствуют по самому внешнему юго-восточному краю над вальденбургским горизонтом. В западной богемской части мощность возрастает до 950 *м*. Флористически они не очень резко разграничены, важнейшие элементы флоры в обоих таковы:

Mariopteris muricata, Palmatopteris furcata, Alloiopteris Essinghi, Pecopteris plumosa, P. Miltoni, P. pennaeformis, Neuropteris gigantea, Sphenopteris obtusiloba, Lonchopteris Bricei (rugosa), Sphenophyllum cuneifolium, Stylocalamites Suckowi, St. arborescens, Sigillaria scutellata, Lepidodendron obovatum, Asterophyllites longifolius.

В общей сложности вейштейнские и шацларские слои соответствуют вестфальскому ярусу; однако в настоящее время параллелизация в подробностях на основании фитологических данных вряд ли еще возможна. Исходя из петрографии отложений, можно однако с убеждением говорить, что здесь отчетливо выделяются два цикла накопления осадков, что полностью соответствует условиям в верхней Силезии. Принимая, что это циклическое деление опирается на одинаковый ритм поднятия краевых областей, можно вывести следующие положения:

Вейштейнские слои = седловым угольным пластам; принос отложений, изменяющийся книзу в смысле увеличения размеров зерна; значительная степень участия конгломератов.

Нижне-шацларские слои = рудавским + нижне-николаевским (заленцским) слоям; значительное уменьшение величины зерна отложений, спокойные условия осаждения.

Верхне-шацларские слои = верхним николаевским (ожешским и лазицким) + хельмским слоям. Возобновляющееся укрупнение зернистости отложений, порою несогласное налегание, развитие красных отложений в верхних частях.

До сих пор известное флористическое деление едва ли может противоречить такому сопоставлению.

Верхи верхнего карбона — шваловиц-радовенцские слои. Характер осадков иногда довольно грубокластический; между группами угольных пластов залегают красноватые песчаники, аркозы

и конгломераты. В конгломератах решительно отсутствует отбор материала, т. е. наряду с кварцитами попадаются и кристаллические гальки, все более и более свежие кверху. В восточном крыле эта группа бедна углем, местами отсутствует или же едва достигает 100 *м* мощности; она лежит иногда трансгрессивно на различных отделах верхнего карбона. В западном крыле мощность возрастает до 1 500 *м*. Нахождение угольных пластов ограничивается верхнею и нижнею частями. На западе возможно следующее трехчленное деление:

Наверху: радовенцские слои приблизительно с 6 пластами промышленного угля. Флора: *Ovopteris cristata, Pecopteris pteroides, Callipteridium subelegans, Odontopteris Reichiana, Neuropteris cordata, Sphenophyllum oblongifolium, Sph. emarginatum, Asterophyllites equisetiformis, Annularia oblongifolia.*

Посредине: гексенштейнские аркозы с красными конгломератами и окремнелыми древесными стволами: *Araucarites Schrollianus, Ar. Brandlingi.* До 1 000 *м* мощности, выклиниваются к северу.

Внизу: швадовицкие слои. До 140 *м* мощностью, около 4 промышленных угольных пластов. Флора: *Alloiopteris grypophylla, Pecopteris abbreviata, P. Pluckeneti, Sphenophyllum longifolium, Annularia stellata.*

Судя по этому, здесь перед нами явный эквивалент стефанского яруса, отсутствующий в Верхне-силезском бассейне.

Красноцветная толща.[1] Нижне-пермское развитие продолжает до известной степени большой верхне-карбоновый цикл. Можно повсюду привести трехчленное деление (*IX, 9*).

Нижняя красноцветная толща (кузельские слои). Налегание неравномерное. На западе господствует повидимому согласие с верхним карбоном, на востоке горизонт лежит на различных породах (стефанских, вестфальских слоях, на юго-востоке даже на вальденбургских слоях и филлитах). Мощность колеблется вследствие этого очень сильно (200—750 *м*). Горизонт начинается по большей части конгломератами, затем выше идут красные сланцеватые глины и аркозы. Внизу включен еще угольный пласт с *Walchia piniformis*. Порою встречаются известковые линзы с антракозиями, палеандонтами и *Amblypterus*.[2] Иногда в этой свите попадаются уже порфировые покровы, но кверху они становятся редкими.

Средняя красноцветная толща — лебахские и толейские слои. Этот отдел прежде всего отличается мощным участием излившихся покровов, в которых можно различить нижний горизонт ортоклазофиров и мелафиров и верхний — кварц-порфиров. Иногда встречаются и мелафировые покровы выше кварц-порфировых. Особенно мощное развитие обнаруживают покровы междулежа-

[1] Ср. тоже с Траутенадским бассейном, стр. 488—491.

[2] Фрех отметил более поздний характер пресноводных моллюсков и считал, что эта свита относится уже к лебахским слоям.

щих туфов; между излившимися породами появляются аркозы, сланцы с *Walchia piniformis* и *Callipteris conferta* и известняки, которые у Браунау содержат довольно богатую фауну рыб и стегоцефалов (*Amblypterus Duvernoyi, Pleuracanthus Decheni, Acanthodes Bronni, Sagenodus, Chelyderpeton, Melanerpeton, Branchiosaurus* и т. д.).

Вследствие включений изверженных пород мощность колеблется очень сильно; осадочная часть доходит до 10—400 *м*, а эффузивы колеблются между 200—1 600 *м*. Распространение могло простираться и далее на запад так же, как и в нижних горизонтах.

Верхняя красноцветная толща имеет мощность в 40—150 *м*. На востоке она состоит главным образом из мелкообломочных конгломератов, в то время как на западе она может быть подразделена на нижние конгломераты, сланцеватые глины и верхние песчаники. В целом она уходит на запад за край внутренне-судетской мульды на восточно-богемскую плиту; в подробностях однако еще наблюдается явная зависимость от отдельных возвышенностей окрестностей, к которым имеет отношение материал наносов (Петрашек). Полное выравнивание или конец варисского цикла следовательно может относиться лишь к границе триаса.

Совершенно аналогичное развитие красноцветной толщи представлено и в Бобер-Кацбахских горах, где однако темные сланцы и красные аркозы нижнего ее отдела отлагались лишь в отдельных впадинах. Средний отдел красноцветной толщи состоит и там главным образом из туфов и эффузивных покровов (древние мелафиры и более молодые порфиры) и залегает трансгрессивно на древнем палеозое. Верхняя красноцветная толща опять-таки состоит из мелкообломочных конгломератов и светлокрасных, иногда известковистых песчаников.

3. РЕГИОНАЛЬНЫЙ ОБЗОР

Лаузицкая глыба (IX, 17, 62, 75). Северная граница выражена нерезко — глыба уходит под третичные и диловиальные отложения Северо-германской низменности. Западный и юго-западный края образует Лаузицкий надвиг, выработанный в третичное время, но заложенный гораздо ранее; по ту сторону его типичные породы и структурные признаки Лаузица исчезают под меловым покровом песчаниковых гор на Эльбе, именно под восточно-богемскими красноцветными отложениями. Древняя граница проходит частью западнее Эльбы, по сланцевым породам ее долины; древний палеозой здесь падает под лаузицкий гранит.[1] На востоке существует непосредственная связь с примыкающею Западно-судетскою глыбою.

Главными участниками структуры являются плутонические породы: на западе меньший Мейсенский сиенитовый массив, на востоке колоссальный (свыше 3 500 *км*²) Лаузицкий массив. Они

[1] См. ниже, гл. X.

разделены совсем узкой, всего в какие-нибудь 100 *м* полосой огнейсованных осадочных пород.

Мейсенский сиенит (*X, 40*) может рассматриваться как предшественник лаузицкого гранита. По краям он развит в виде роговообманкового сиенита с диоритовым оттенком, но внутри становится роговообманковым гранитом, в ядре же переходит в биотитовый гранит. Вся масса прорвана сетью лампрофировых и гранофиро-порфировых прожилков. Тектонически заметна великолепно выраженная протокластическая параллельная текстура, идущая параллельно длинной оси массива (СЗ—ЮВ), круто падающей на северо-восток. В отдельных выходах массив продолжается далеко в пределы северо-западной равнины.

Исполинский Лаузицкий массив состоит преимущественно из среднезернистого биотитового гранита. В последнем встречаются штоко- и пластообразные двуслюдистые граниты, расположенные, по Штенцелю, преимущественно по параллельным инъекционным контактам и быть может представляющие фацию кровли. Из комплекса даек стоит упомянуть редкие (более древние) аплиты и очень часто встречающиеся лампрофиры (щелочные и щелочноземельные) и порфиры (порфириты и кварц-порфиры). Лампрофиры сконцентрированы в средних частях массива, порфиры особенно на западе, где они образуют прожилки параллельно Лаузицскому надвигу. Тектонически достойно примечания то, что порода, хотя и много слабее рассланцована, нежели мейсенский сиенит, но признаки определенной ориентировки жидкой (полосы шлиров, растяжение, отдельности) и твердой фаз (трещины, жилы) чрезвычайно отчетливо и закономерно развиты. Растяжение и отдельности намечают обширную выпуклую к северу дугу, так что западная часть массива имеет рудногорское (СВ), а восточная часть — судетское (СЗ) простирание. Трещины и жилы образуют вкрест к этой дуге открытый к северу веер. Массив указывает вместе с тем на изгибание из рудногорского простирания в судетское.

Обрамление гранита на севере образует «северно-саксонская грауваккова формация», т. е. на западе преимущественно вышеописанный кульм, на востоке поразительно полого залегающий древний палеозой. Все породы изменены по контакту и в виде глыб вдавлены в гранит. Интрузия следовательно после-кульмская. Здесь можно указать, что кульм полого налегает на гранит; последний в виде отдельных выходов продолжается далеко на север.

Из южного обрамления мало что видно, лишь на северо-востоке выступают рассланцованные граниты (Румбург), предположительно принадлежащие каледонскому циклу Изерских гор.

Согласно Штенцелю, гранит выходит по большому разрыву, который восточнее отделяет неметаморфические Бобер-Кацбахские горы от метаморфизованных Изерских гор. Клоос (*IX, 18*) доказал вероятность того, что он не образует батолита, а представляет пологую плиту, распространившуюся по большому несогласию между древним палеозоем и кульмом. Оригинальное пространственное положение становится понятным, если принять выдвинутое Клоосом и Штенцелем и позже принятое Питшем представление о лаузицкой

надвиговой зоне, как о первоначальной горизонтальной флексуре.[1] Северо-восточным движением Саксонской глыбы податливый покров был подперт и смят, в то время как кристаллический цоколь раскололся; в образовавшуюся при этом «расселину» и внедрилась лаузицкая плутоническая масса.

Изерские и Исполиновые горы (IX, 11, 12, 69) образуют хорошо ограниченную единицу, на севере вдоль Внутренне-судетского главного надвига (Берг) примыкающую к неметаморфическим Бобер-Кацбахским горам, на востоке падающую под кульм внутренне-судетской мульды, на юге отделенную Лаузицким надвигом от пермско-меловой плиты Богемии.

Без учета мелких закономерностей, строение представляет собою исполинский купол из кристаллических сланцев, в ядре коих внедрен послекульмский центральный гранит. Метаморфизм купола древнее и связан с каледонской интрузией линзовидного, бластомилонитового гнейсо-гранита, который прежде всего составляет северную часть Изерских гор, но с подобным же строением проявляется и на востоке в виде двух полос (шмидебергский ортоклаз-биотитовый гранит, петцельдорфский плагиоклаз-биотитовый гранит). Граниты лишь иногда беспорядочно-зернисты, по большей же части превращены в очковые и линзовидные гнейсы; текстура отчасти катакластическая, отчасти с явными следами последующей перекристаллизации; гнейсо-граниты поэтому могут быть названы паракристаллически-переформированными.

Севернее центрального гранита Изерских гор они захватывают почти все пространство целиком; лишь две узкие полосы слюдяных кварцитовых сланцев и филлитов, по контакту превращенных в андалузитово-кордьеритовые роговики, втиснуты в них в согласном залегании. По восточному краю Исполиновых гор согласные, здесь почти меридионально простирающиеся полосы слюдяных, графитовых и кварцитовых сланцев (содержащих гальки), амфиболитов (диабаз и диабазовый туф) увеличиваются в размерах, а южнее молодого центрального гранита они становятся господствующими. При этом метаморфизм к югу убывает. Инъекция прекращается; вместо слюдяных сланцев и амфиболитов появляются филлиты, темные сланцы и кварциты. Находки граптолитов в южных Исполиновых горах и в Ешкене показывают, что силур во всяком случае принимает участие в их строении. Наряду с последними, по Кеттнеру, могут быть представлены и более древние породы; у Эйзенброда (Железного брода) Кеттнер описывает в восходящем порядке: серицитовый филлит, метаморфизованную граувакку, черный графитовый сланец, серицитовый филлит с известняком, известковый филлит, известняк, тонкослоистые фиолетовые филлиты; в этом комплексе проходят пластовые жилы диабаза. Кеттнер причисляет древнейшие члены его к альгонкию. Простирание, в восточных Исполиновых горах направленное с севера на юг, отклоняется на юге к ВСВ — ЗЮЗ, но колебания его неоднократны, так что образуются дугообразные полосы. Региональное падение по преиму-

[1] См. ниже, при рассмотрении северо-западного края Богемского массива.

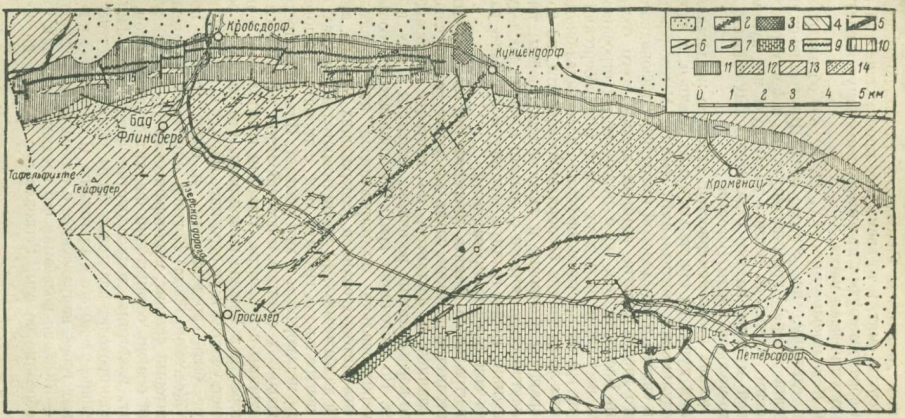


Рис. 164. Схематическая геологическая карта северных Изерских гор. По Г. Бергу.

1—делювий; *2*—жильный кварц; *3*—базальт; *4*—молодой гранит; *5*—молодой гранит-порфир; *6*—жильный комплекс древнего гранита; *7*—амфиболит; *8*—контактово-метаморфические слюдяные сланцы; *9*—гранатовая порода; *10*—слюдяные сланцы с биотитовыми порфиробластами; *11*—слюдяные сланцы; *12*—пегматитовая краевая фация гнейса; *13*—очковый и линзовидный гнейс; *14*—гранитовый зернистый гнейс.

ществу направлено к югу, однако Кеттнер у Эйзенброда описывает и антиклинальную структуру. Метаморфизм и главная складчатость несомненно докульмские (гальки в кульме), и так как в Ешкенских горах указывался неметаморфизованный верхний девон, то и доверхне-девонские; позднейшая варисская чешуйчатая структура однако тоже вероятна. В общем следовательно перед нами находится схожая с бобер-кацбахскою древне-палеозойская серия, которая однако в зависимости от внедрения согласной интрузии гранитов довольно сильно метаморфизована. [1]

В эту каледонскую куполовидную структуру внедрен послекульмский исполиновогорский гранит, который, по Клоосу, еще резче подчеркнул уже существовавшее вздутие. Гранит в общем находится в согласии с простиранием рамы и имеет вид двойного эллипса, который на северо-востоке в глубокой борозде Гиршбергской котловины обладает несогласным залеганием и, по Клоосу, прежде был прикрыт кровлей круто стоящих сланцев *(IX, 13, 19, 50, 51)*.

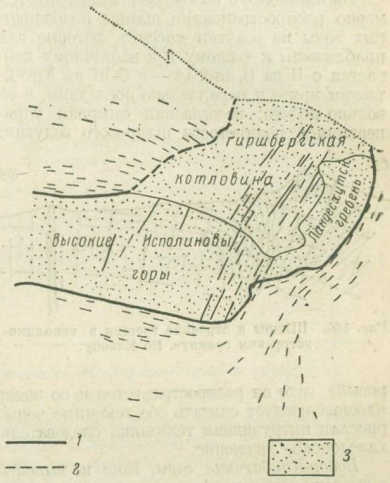


Рис. 165. Тектонический набросок исполиновогорского гранита. По Клоосу.

1—согласный контакт; *2*—несогласный контакт; *3*—гранит.

Подробно изученный Мильхом и Бергом гранит главным образом представляет собою нормальный биотитовый гранит; порфировидная структура по большей части преобладает; в краевых частях выступает равномернозернистая, иногда мелкозернистая переходная к аплитам «конституционная фация», которая часто встречается в основной породе в виде шлир.

[1] Рука об руку с этой главной складчатостью, по Клоосу, происходит еще особенно ярко выраженная у центрального контакта с гранитом поперечная складчатость второго порядка, которая изгибает отдельные глыбы наподобие волнистого железа. Оси этой поперечной складчатости идут постоянно с ВЮВ на ЗСЗ и падают севернее центрального гранита к ЗСЗ, а южнее его — к ВЮВ. Этим также доказывается положение центрального гранита в ядре древнего вздутия *(IX, 19)*.

Наряду с этим часто встречаются более древние богатые известью шлиры. Из комплекса жил следует прежде всего назвать аплиты, потом гранит-порфиры и лампрофиры (жильные сиениты, керсантиты, минетты). Мусковитовые граниты с повидимому первичным мусковитом описаны Грэнцером (*IX, 29*) из юго-западной части Изерских гор; повидимому речь идет здесь об эндогенно-контактово-метаморфической фации (с гранатом и андалузитом) в том виде, как она проявляется и в лаузицском граните.

Тектоническое положение выяснено Клоосом. Очень закономерно распространенные шлиры позволяют различать две теменных зоны во вздутии массива, которые залегают асимметрично и приближены к южному и к восточному контактам. Первая простирается с В на З, вторая — с ССВ на ЮЮЗ. Шлиры лежат по контактам круто и параллельно последним, в середине же залегают довольно полого; несогласная северная «пристройка» соответствует первичной волнистости шлирового вздутия. Выраженное отчетливее всего в шлировом своде растяжение массива в твердой фазе продолжается в беспорядочном расположении жил и трещин. Поперечные трещины идут беспорядочно, но обрисованный этим веером «трещинный» свод положе, нежели «шлировый», зато он распространяется и во вмещающие породы. Корнем массива следует считать обе теменные зоны на юге и востоке. Варисская интрузивная тектоника следовательно продолжает древнее каледонское движение.

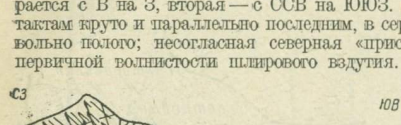


Рис. 166. Шлиры и строение трещин в исполиновогорском граните. По Клоосу.

Бобер-Кацбахские горы. Еще не выясненное в существе своем внутренне-судетское [1] нарушение, по которому далее на западе располагается лаузицский гранит, отделяет сильно метаморфизованную глыбу Исполиновых гор от одинаково древне-палеозойских по возрасту, но менее метаморфизованных Бобер-Кацбахских гор. Указанием на несогласное налегание верхнего девона в восточной части (Зальцбрунн-Фрейбург) Бедерке установил с точностью каледонский возраст тектонических событий.

В подробностях каледонскую тектонику едва ли можно разбирать, так как стратиграфические данные слишком отрывочны (*IX, 90*).

«Полосы» глинистых и зеленых сланцев и известняков прослеживаются очень далеко и простираются на западе с СЗ на ЮВ, затем сворачивают на востоке к западно-восточному простиранию и

[1] По Клоосу оно перекрыто кульмом, т. е. соответствует очень древним временам.

продолжаются на Силезской равнине с ВСВ простиранием (*IX, 52*). Здесь господствует скорее изоклинальное падение к югу, и из-под древнего палеозоя появляется сильно рассланцованный каледонский гнейсо-гранит (Грос Вандрис = Б. Вандриш).

Позднейшая варисская тектоника может быть оценена до некоторой степени лишь на востоке, именно в северном форланде Совиных гор (Эйле), так как лишь там сохранились девон и культ. Характер ее, согласно Бедерке (*IX, 4, 6*), в главных чертах являет собою двустороннюю чешуйчатую структуру, направленную с внутренней стороны варисской мульды к югу [эйленский (совиногорский) гнейс] и к северу (древний палеозой). Иными словами, эта варисская осадочная мульда и более интенсивная варисская тектоника связаны с древним «швом» между докембрийским гнейсом и каледонскими горами. Бретонское несогласие несомненно, но главная складчатость — судетская.

В части сланцевых гор, отделенной краевым судетским разломом и принадлежащей Силезской равнине, непрерывность простирания нарушается внедрением во всяком случае тоже позднекарбонового гранитного массива Штригау-Цобтена.



Рис. 167. Схема залегания штригауского гранита. По Клоосу.

1—древне-палеозойские сланцы; *2*—гранит; *3*—гнейсо-гранит.

Гранит образует также заостренный к северо-западу длинный клин, на юге граничащий с цобтенским габбро и совиногорским (эйленским) гнейсом, на северо-востоке падающий под простирающиеся на северо-запад древне-палеозойские (енкавские) сланцы, которые можно рассматривать как продолжение бобер-кацбахского палеозоя. Наряду с крупнозернистыми биотитовыми гранитами находятся мелкозернистые кислые разности и двуслюдистые граниты. Внутренняя структура показывает «направление линз» с СВ на ЮЗ, т. е. почти перпендикулярно к очертанию массива, но параллельно региональному простиранию. Форма наоборот указывает на параллелизм с СЗ—ЮВ простирающимся судетским краевым разломом, что быть может обосновано генетически. Залегание покрова привело Клооса к предположению, что и этот гранит поднялся по границе гнейсово-осадочных пород, так как на севере он повидимому втискивается между древне-палеозойскими сланцами и каледонским гнейсом Б. Вандриша, а на юго-западе он подстилается совиногорским гнейсом. Для этих гранитов характерно отсутствие производных жильных пород (*IX, 18, 47*).

Во внутренних частях Бобер-Кацбахских гор едва ли можно доказать участие вариского горообразования. Во всяком случае существуют молодые вариские движения (заальские), которые можно установить по связи между низами красноцветной толщи и простиранием грабенов, по несогласному налеганию и вулканизму среднего отдела красноцветной толщи. К более поздней саксонской тектонике мы вернемся дальше.

Совиные горы (Эйленгебирге). Треугольная глыба катагнейсов вдвигается клинообразно между кульмским северо-восточным краем внутренне-судетской мульды и южным краем карбонового участка Бобер-Кацбахских гор. Она протягивается на востоке через судетский краевой разлом далеко в холмистый ландшафт Судет и оканчивается на юге острым углом у края гор близ Зильберберга (Серебряной горы). Породы очень сильно отличаются от прочих западно-судетских и по своим докристаллическим движениям сходны с типично молданубским комплексом.

Здесь господствуют прежде всего биотитовые гнейсы зернистой, чешуйчатой и линзовидной текстуры; некоторые из них отличаются обильным содержанием кордьерита и силлиманита. Рядом с подлинными парагнейсами под ними встречаются несомненно инъекционные и смешанные гнейсы с многочисленнейшими аплитовыми прожилками (Шлезиерская долина). Наряду с ними выступают главным образом на юге большие массы двуслюдяных гнейсов, которые следует, согласно Финкху, считать ортогнейсами; как краевая фация последних могут рассматриваться очковые гнейсы. Тут же имеются довольно частые линзовидные включения гранулита, амфиболита, эклогита и серпентинита. Графитовые гнейсы и кристаллические известняки тоже присутствуют, но относительно редко (*IX, 26*).

Слоистость весьма крутая, господствующее простирание — с СЗ на ЮВ; лишь в очень узкой полосе восточного края оно отклоняется к востоку и северо-востоку.

Ранее установленная Датэ структура вздутия едва ли существует; понятие это опиралось на ошибочное истолкование некоторых биотитовых гнейсов на севере, которые признавались ортогнейсами интрузивного ядра. Собственно же ортогнейсовое ядро, по Финкху, следует искать в двуслюдяных гнейсах на юге.

Из палеозойских осадков можно указать лишь нижний карбон, лежащий на совиногорском гнейсе. Гнейсовый конгломерат и каменноугольный известняк в совершенно неметаморфизованном состоянии, не давая складок, лежат в отдельных грабенах на гнейсе. Вариская тектоника еле-еле задела эту глыбу.

Поразительное сходство совиногорских гнейсов с молданубским комплексом дало, по Коссмату и Ф. Э. Зюссу (*XII, 41*), основание предполагать, что совиногорский гнейс представляет покровную глыбу во время вариского горообразования, далеко передвинутую с запада.

Этот взгляд в настоящее время не выдерживает критики, с тех пор как Бедерке (*IX, 3*) нашел типичный материал совиногорского гнейса в верхнем девоне окрестностей. Но так как и в предположи-

тельно более древних граувакках у Нимптша, по Мейстеру и Бедерке, также встречаются обломки совиногорского гнейса, то нельзя думать и о каледонском передвижении.

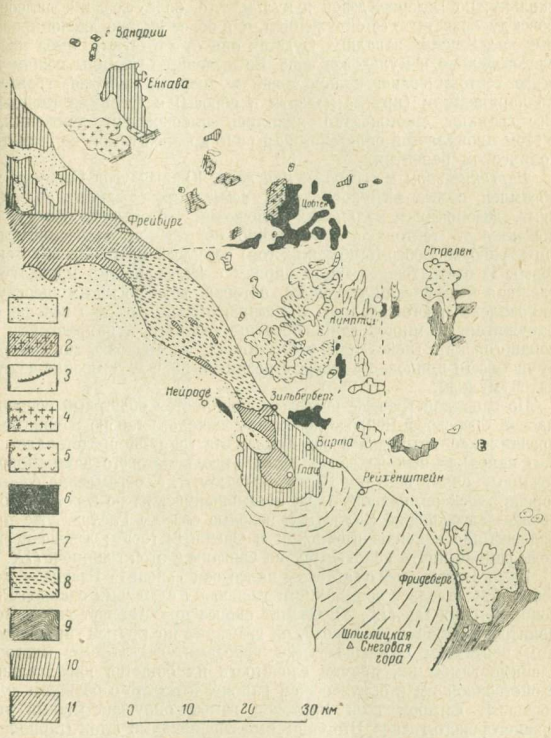


Рис. 168. Обрамление Совиных гор по представлению Ф. Э. Зюсса.

Ср. также рис. 157 с новым толкованием по Э. Бедерке.
1—варисские граниты; *2*—силезские граниты; *3*—основные глубинные породы; *4*—гнейсы и сланцы Шпиглицких снеговых гор; *5*—эйленские (совиногорские) гнейсы; *6*—силезские породы; *7*—древний палеозой; *8*—кульм; *9*—верхний карбон и красноцветная толща; *10*—линзы в гранитах по Лопяновскому; *11*—рамзавский надвиг.

Таким образом *совиногорский гнейс является автохтонной глыбой с докембрийским метаморфизмом*, и возможная более древ-

няя связь его с молданубским комплексом была нарушена еще при образовании каледонской геосинклинали.

Положение гнейсовой глыбы однако постольку замечательно, поскольку, по Бедерке, девон и кульм, т. е. более поздний палеозой, повсюду связаны с ее окружением, а в более сильно дислоцированных каледонских западных Судетах они отсутствуют. Глыба лежит следовательно в мульдовой зоне. Ее нынешние границы между тем везде тектонические: кульм, девон и древний палеозой граничат по нарушениям (крутые надвиги и сбросы) с древними гнейсами. Все границы многократно являлись плоскостями движения, и в этом проявляется определяющая роль древней глыбы во всем тектоническом развитии.

Вартские горы и северо-южная зона. Южный угол Совиных гор обрамлен с юга выпуклой дугою неметаморфизованных силурийских, девонских и кульмских отложений, которая по своему положению и тектонике чрезвычайно похожа на вышеописанный (при разборе Бобер-Кацбахских гор) северный край (Фрейбургские горы). И здесь тоже имеется наряду с каледонскими признаками сложная чешуйчатая тектоника, которая, хотя по преимуществу и направлена в юго-западную и южную сторону, однако все же обнаруживает и многократные обратные надвиги в направлении на совиногорский гнейс. Как у Фрейбурга, здесь тоже, по Бедерке, лучше всего приложима схема строения в виде двусторонне-чешуйчатой мульды.

По западной границе на севере появляется обширный основной массив Эберсдорф-Нёйроде доверхне-девонского габбро и еще более древних зернистых диабазов. Южнее эта граница представляет собою направленный на запад надвиг, вдоль которого неметаморфизованный силур и кульм Вартской глыбы, т. е. обрамление совиногорских гнейсов, надвинуты на метаморфические, но вероятно тоже древне-палеозойские филлиты и зеленые сланцы Глатца, уже принадлежащие к Рейхенштейнским и Снежным горам; девонские выходы района почти исключительно связаны с этой границей *(IX, 6)*.

На юге согласный с вартским палеозоем «сиенит» Глатца — Рейхенштейна отделяет последний от гнейсовых слюдяных сланцев Рейхенштейнских гор *(IX, 5)*. Сиенит скорее представляет собою монцонитовую глубинную породу, он граничит по крутым инъекционным контактам с вмещающими породами, захватывает многочисленные глыбы их, причем слоистость их остается параллельной свойственной им в окружающем районе, и вместе с большим дугообразным изгибом всей Вартской глыбы окружает южный угол совиногорского гнейса. Это типичный серповидный шток (гарполит), форма которого теснейшим образом связана с изгибом простирания. Из того факта, что он не заходит далее краевого разлома Судет и проволочен по нему на северо-запад, Клоос *(IX, 17)* заключил, что древнее положение краевого разлома представляло собою поперечную флексуру.[1] Вартская глыба предположительно продолжается по крайней мере в каледонской своей части в предгорья Судет;

[1] См. выше, при разборе восточных Судет, стр. 533.

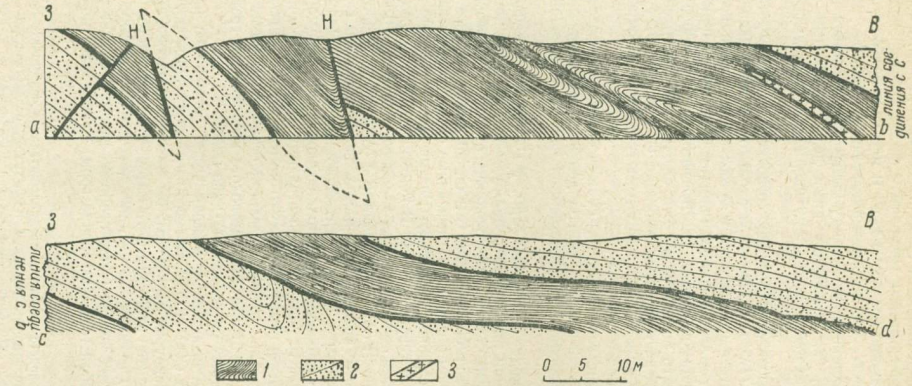


Рис. 169. Чешуйчатая зона Варты. Разрез через силурийско-кульмскую чешуйчатую зону ниже Графензица на Варта-Гирсдорфском шоссе. По Э. Бедерке.

1—силур, по большей части кремнистые сланцы; *2*—н. карбон, по большей части граувакка; *3*—диорит-порфирит.

простирание здесь становится северо-южным. Кайма относительно сильно метаморфизованных граувакк и филлитов сопровождает восточный край совиногорского гнейса. В нем залегают более древние основные массы — никельсодержащие серпентиниты Франкенштейна и падающие к юго-западу плиты серпентинита и таббро у Цобтена (*IX, 24, 25*). Между ними лежит согласный «сиенит» Нимптша, по залеганию и химизму вполне соответствующий глацкому сиениту.

Эту простирающуюся на север, огибающую зону судетских каледонид Клоос (*IX, 17*) выделил несколько лет тому назад как северо-южную зону и рассматривает ее как границу западных Судет. Так как однако далее на востоке еще раз появляются породы с более сильным метаморфизмом, то эта граница, по Бедерке (*IX, 8*), должна проходить восточнее, т. е. в силезском продолжении Рамзавского надвига, по которому западные Судеты граничат с варисскими стреленскими (= кеперницкими) гнейсами восточных Судет (см. стр. 531—533 и рис. 157).

Северо-южная зона поэтому, судя по Бедерке, являет собою узкий «складчатый грабен» внутри докембрийских совиногорских гнейсов с двусторонней, в существенной части каледонской чешуйчатостью.

Рейхенштейнские и Снежные горы. У Глатца мы встречаемся уже с поднимающимся из-под внутренне-судетской мульды комплексом метаморфизованных древне-палеозойских отложений, который здесь граничит с восточной Вартской глыбой по линии надвига. С СЗ—ЮВ простиранием эти филлиты и зеленые сланцы обволакивают западный «рог» серповидного штока Глатца и затем также отклоняются к востоку и северо-востоку. В Рейхенштейнских горах (*IX, 30, 41*), которые на юге ограничивают сиенит, эти слюдяные сланцы почти преобладают: они перемежаются с согласными амфиболитами и тонкозернистым аплитовым, сильно рассланцованным гранитогнейсом, состоящим с ними в инъекционной связи. В них включено несколько линзообразных полос доломитового мрамора, у судетского краевого разлома достигающих иногда значительных мощностей. Мрамор отчасти вторично превращен в змеевик и кроме того пропитан мышьяковыми рудами. Метаморфизм зависит почти несомненно от внедрения более молодого несогласного гранита, который в рудничных разрезах отчетливо виден.[1]

Простирание сворачивает у края Судет совершенно на северо-южное, даже на ССЗ—ЮЮВ, так что здесь получается впечатление поперечной флексуры, вернее как бы вгиба в краевое нарушение; первичный характер этого краевого нарушения оттеняется еще тем, что вся глыба Снежных гор не продолжается на равнину.

Во внутренних частях Снежногорской глыбы (Глатцкая и Шпиглицкая Снежная гора, Биленские горы) простирание почти везде

[1] Наличие молодого гранита, предположительно связанного с глатцким сиенитом, было не замечено Кёльблем и Финкком, вследствие чего у первого ошибочно оказалось, что глыба Снежных гор — покровная, а у второго вытекало невероятное представление о змеевиках в виде интрузивных жил.

СВ до ССВ. Слюдяные сланцы образуют в целом несколько вытянутых полос с прослоями известняка, амфиболита и графитового сланца; также попадаются и метаморфизованные конгломераты. По Гуклеру, слюдяные сланцы переходят в серые биотитовые гнейсы, подстилаемые ядрами красных двуслюдяных гнейсов, которые можно рассматривать как изверженные гнейсо-граниты. Поэтому слюдяные сланцы образуют мульдовые зоны между ортогнейсовыми куполами; эти вздутия частично опрокинуты. Значение слюдяных сланцев, как диафторитов по гнейсам (Кёльбль), автор принужден отрицать ввиду собственного знакомства с данной областью, и прежде всего потому, что слюдяные сланцы являются породами, находящимися в закономерной стратиграфической связи с другими осадочными породами, и потому, что отношение к гнейсо-гранитам явно указывает на наличие инъекционного контакта.

Возраст осадочных пород можно почти с полной уверенностью считать древне-палеозойским; однако из взаимоотношений с Вартскими горами выясняется возможность того, что тектоника и метаморфизм — каледонские; это вытекает также из аналогии с Орлиными и Исполиновыми горами.

Орлиные горы. Выполненным меловыми отложениями Нейсским грабеном глыба Снежных гор отделена от более западно расположенной глыбы Орлиных гор, причем последняя сама прикрыта частично меловым покровом (Габельшвердтские горы). Характер пород и метаморфизм, несмотря на некоторые противоречивые данные, сходны с снежногорскими, лишь более обильно представлены осадочные компоненты.

По Петрашку (*IX, 56*), в восточной части можно выделить ядро двуслюдяных и биотитовых гнейсов, облеченное слюдяными сланцами с богатыми силикатами известняками. На западе в виде верхней группы примыкают биотитовые филлиты и зеленые и кварцитовые сланцы, в кровле переходящие в серицитовые филлиты. Эта верхняя серия с меньшим метаморфизмом имеет еще кристаллобластическую структуру, но с отчетливыми кластическими реликтами. В виде прослоев в этих биотитовых или гнейсовидных филлитах оказываются толстослоистые содержащие полевой шпат «вакковые гнейсы», особенно часто наблюдаемые на юге, в долине Марха (см. стр. 527—528). Петрашек выделяет как вероятно наиболее молодую распространенную на юге зелено-сланцевую формацию, сопровождаемую мало метаморфизованными отложениями. Простирание в северных частях — северо-южное, затем к югу оно переходит в северо-западно — юго-восточное. Падение, особенно на западе, по преимуществу направлено к западу.

В эту метаморфическую свиту включены согласные, по большей части ясно линзовидные гранитовые породы частью кислого, частью основного характера (Черма, Кудова и т. д), которые вызвали в филлитах позднейший контактовый метаморфизм. В сущности эти изверженные породы прослеживаются до самых южных отрогов Мюглица, где они вступают во взаимоотношения с габбро-диоритовою полосою Гольденштейна (см. выше, стр. 527—528). Здесь следует напомнить, что там Орлиногорская глыба северо-западного прости-

рания перерезана поперек бушинским нарушением (см. стр. 528); на северо-восток же оттуда габбро-диоритовую дайку Гольденштейна сопровождают сходные породы; дайка эта образует восточную кайму Снежногорской глыбы и имеет северо-восточное простирание. Так как еще севернее глатцкие метаморфические филлиты тоже перегибаются вокруг рейхенштейнского сиенита, теряя свое орлиногорское северо-западное простирание и принимая северо-восточное снежногорское, то выясняется, что Нейсский грабен в общем проходит по древней, осложненной несколькими поперечными нарушениями и довольно острой зоне изгиба, которая однако вполне соответствует изгибу Вартских гор вокруг совиногорского гнейса (северо-южная зона Клооса). Непрерывность между Орлиными и Снежными горами поэтому по меньшей мере вероятна, и нет никаких оснований протягивать между ними «покровную границу» (Ф. Э. Зюсс).

Точно так же очень правдоподобно, что Орлиногорская глыба в северном и северо-западном направлениях связана с кристаллическим обрамлением Исполиновых гор. Сходство, чтобы не сказать тождество, пород отмечалось Бергом *(IX, 12)*. Ф. Э. Зюсс указывал, что часть пород южного исполиновогорского обрамления отгибается не к восточному, а к юго-восточному простиранию, исчезая под меловою равниною. Отдельные выходы еще неоднократно обнаруживаются на равнине (Свичин), так что связь с Орлиными горами можно считать почти достоверною.

Поэтому можно в этих трех горных кряжах видеть древне-палеозойский, отчасти может быть еще альгонкский комплекс (Кеттнер) с каледонской тектоникой, высоко-метаморфические свойства которого связаны с каледонскими преимущественно согласными интрузиями гнейсо-гранитов. Для всех трех областей общей чертою является после- или паракристаллическая деформация в противоположность докристаллической деформации молданубского комплекса (Клоос, Бедерке).

Внутренне-судетская мульда. Только что описанные единицы охватывают со всех сторон лежащую в центре внутренне-судетскую мульду, типичную внутреннюю впадину, образовавшуюся в «мертвом углу» между отдельными комплексами различного возраста и различной степени деформации.

Опускание началось в кульме, собственно даже в верхнем девоне, но тогда оно охватило лишь северную и восточную части мульды. В верхнем карбоне мульда постепенно расширялась и углублялась в сторону запада и юго-запада (налегание шацларских и оттвейлерских слоев на древний палеозой). Здесь уже появляются первые следы вулканизма (порфировые галыки в шацларских и оттвейлерских слоях). Во времена отложения красноцветной толщи опускание продолжалось, иногда расширяясь в стороны, иногда концентрируясь в средних частях. Сильнейшая вулканическая деятельность разыгралась тут же. Лишь в верхнем красноцветном отделе заканчивается образование впадины, и накопление осадков все более распространяется в сторону на лежащую западнее богемскую плиту.

Это непрерывно идущее развитие соответствует общей тектонической картине, обширной вытянутой с СЗ на ЮВ эллиптической котловине с эксцентрической, проходящей на юго-западе

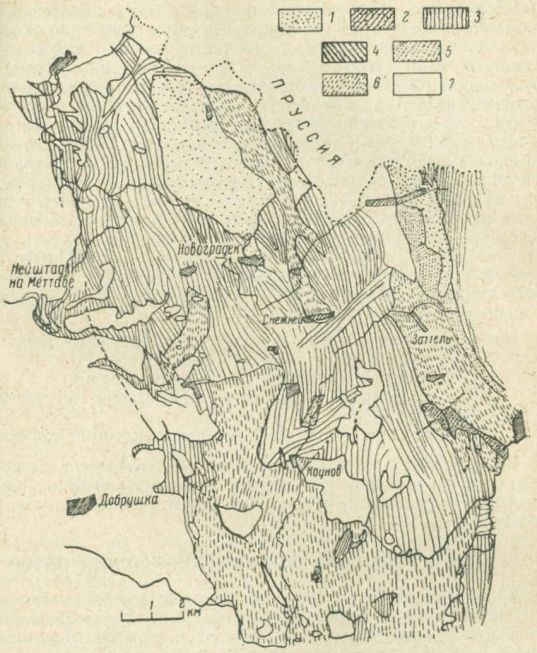


Рис. 170. Карта северных Орлиных гор. По Петрашку.

1—гранит; *2*—габбро; *3*—слюдяные сланцы; *4*—филлит; *5*—амфиболит; *6*—зеленые сланцы; *7*—мел и красноцветные отложения.

осью. Края на севере и на востоке стоят относительно круто, близ совиногорских гнейсов они находятся даже в опрокинутом положении; в середине — залегание пологое. Крутое положение краев на северо-востоке связано с целыми пучками повторных сбросов,[1]

[1] Простирающихся с севера до северо-запада и с восточным падением; они перпендикулярны к падению слоев и закономерно зависят от угла падения.

которые также компенсируют растяжения при наклонном положении; здесь на севере край бассейна непрерывен, т. е. идет кругом. Связанная генетически с этим изгибом слабая складчатость сопровождается интрузией порфировых лакколитов (Верхний лес) и пластовых жил; на юго-востоке край бассейна напротив распадается на отдельные маленькие бассейны различного возраста. Здесь господствует род разломной складчатости — надвинутые и сдвинутые глыбы перемежаются с крутопадающими к западу нарушениями. На юго-западе бассейн вместе с подстилающим его основанием надвинут на богемскую меловую плиту *(IX, 15)*.

Так как внутренне-судетская мульда на юге отклоняется к югу и продолжается уже в несомненно послемеловом Нейсском грабене, то вполне ясно, что часть описанных структур следует отнести за счет много более позднего саксонского горообразования. Обсуждение их здесь было однако необходимо, так как позднейшая тектоника с полной очевидностью продолжается по линии поздне-палеозойской. В настоящее время еще невозможно разграничить точно одну от другой; однако уже твердо установлено, что кроме важнейшего судетского несогласия на границе нижнего и верхнего карбона в пределах мульды имеется еще ряд дальнейших несогласий, а именно:

Между вальденбургскими и вейсштейнскими слоями (рудногорская фаза);
» нижними и верхними шацларскими слоями;
» шацларскими и оттвейлерскими слоями (астурийская фаза);
» оттвейлерскими и нижними красноцветными слоями.

Из этого уже с отчетливостью видно, что понижение и сопровождающий его механизм краевых разломов в определенном смысле являются непрерывным, начавшимся еще в позднем палеозое процессом.

4. ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКО-ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ОБЗОР

Древний вероятно архейский цоколь из катагнейсов видим лишь в Совиных горах; в других частях западных Судет подобное глубинное сооружение неизвестно; может быть оно вовсе отсутствует, может быть залегает на недосягаемой глубине.

Об альгонкие мало что можно сказать. Кеттнер (*IX, 37*) думает, что в южных Исполиновых горах и в западных Орлиных горах можно видеть эквиваленты богемского альгонкия; если это так, то можно было бы выделить из родственного молданубского комплекса еще докембрийскую дугообразно-выгнутую к юго-востоку осадочную мульду совиногорских гнейсов.

В высоко-метаморфических комплексах Исполиновых и Орлиных гор скрыты уже частично несомненно более молодые породы от кембрия до верхнего силура: возможно провести связь между различными зелеными сланцами и амфиболитами и между верхнекембрийскими диабазами Богемии, а также и средне-нижне-кемб-

рийскую связь между Лаузицем и баррандовым комплексом. Весьма правдоподобно и широкое распространение нижнего силура по всем западным Судетам и связь с Богемией. Наверное можно также говорить и о распространении верхнего силура в граптолитовой и кремнисто-сланцевой фациях по всей области до окрестностей Совиных гор и очень вероятно, что и в метаморфизованных частях Исполиновых, Орлиных и Снежных гор перед нами скрываются верхне-силурийские породы.

Если же некоторые частности еще и требуют выяснения, то все-таки вырисовывается картина каледонской синклинали, которая была заложена в кембрийское время, а может быть еще в альгонкие; она идет приблизительно с СЗ на ЮВ, отделяя совиногорский гнейс от молданубского комплекса. На юго-востоке, где по границе восточных Судет отсутствует весь древний палеозой вплоть до ниж-

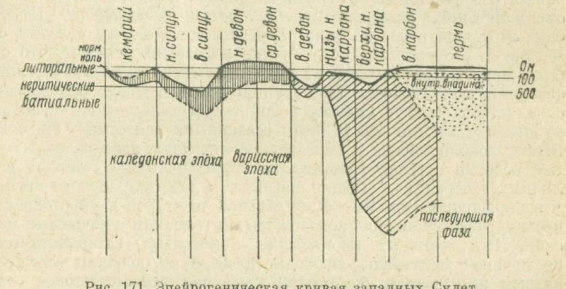


Рис. 171. Эпейрогеническая кривая западных Судет.

него девона, синклиналь эта вероятно выклинивалась. Другая ветвь идет севернее Совиных гор к востоку, т. е. в сторону Польского среднегорья.

До верхнего силура развитие сходно с богемским. В самом верхнем силуре начался совершенно противоположный процесс. Все западные Судеты в целом были охвачены каледонским горообразованием, тогда как в Богемии продолжалось спокойное накопление осадков мелкоморья (Schwellensedimentation), а в восточных Судетах твердо установилась суша (красный континент). Точный момент складчатости пока что установить нельзя, но силурийская серия почти везде заканчивается нижним лудлоу, так что вполне вероятно предполагать арденнскую фазу.

Подробности каледонской тектоники пока едва ли можно расшифровать; присоединяясь к мнению Клооса, можно составить следующую общую картину (см. рис. 163):

Древняя Совиногорская глыба образует узловую точку тектоники, каледонские складчатые гряды огибают ее со всех сторон; так развивается здесь то, что Клоосом названо виргацией Судет.

Северная слабо метаморфизованная ветвь тянется от Лаузица с постоянным западно-восточным или западно-северо-западным простиранием через Бобер-Кацбахские горы и исчезает западнее Бреславля под молодыми отложениями Силезской равнины. Южная ветвь идет от южного края лаузицского гранита через Изерские и Исполиновы горы почти прямо на восток, затем отклоняется к ЮВ, продолжается в Орлиных горах, впадает в северо-восточное простирание Снежных гор и обходит в виде северо-южной зоны Совиногорскую глыбу на востоке; предположительно затем эта ветвь снова изгибается к востоку и соединяется с северной ветвью.

Эта южная ветвь между тем двойная: периферическая часть (Исполиновы, Орлиные, Снежные горы) сильно метаморфизована в связи с широким распространением магматических внедрений (согласные гнейсо-граниты). Центральная, непосредственно граничащая с совиногорскими гнейсами часть (Вартские горы, Фрейбургская глыба) напротив едва-едва метаморфизована, и каледонских интрузий в нее не было. Бедерке, которому мы обязаны отчетливой разработкой этого противоположения, считает, что она была как бы предохранена от них базальным положением глыбы совиногорских гнейсов. Так группируются в конце каледонской складчатости вокруг Совиногорской глыбы каледонские гнейсовые купола с зажатыми между ними осадочными полосами. Они охватывают докембрийские и каледонские гнейсовые ядра, «как слюдяные волокна в граните окаймляют полевошпатовые «глазки» различных генераций».[1] Общая картина в действительности такова, что порфировые породы с флюидальной текстурой и «протокластическим раздроблением» расположены по границам с жесткими массами. Эти границы, многократно измененные катакластически позднейшей тектоникой, проходят и ныне по большим северо-западным нарушениям (Судетский край, внутренне-судетское главное нарушение, Лаузицский надвиг) и очень часто разделяют глыбы различной степени метаморфизации и разного возраста.

Внутренняя тектоника каледонских единиц еще не выяснена; не устранена возможность, что купола образуют сложные сооружения, а именно, примерно как в Рудных горах, представляют покровные складки с синтектоническими интрузивными ядрами.

Следствием каледонской складчатости явилось общее поднятие всех западных Судет над эрозионным уровнем; вследствие этого обостряется разница между пограничными областями: в баррандовом комплексе продолжается накопление осадков, в восточных Судетах из нижне-девонской трансгрессии развивается средне-девонская геосинклиналь. Лишь в верхнем девоне море ингредирует с востока и — что замечательно — не по всей площади, а вдоль узких «швов» — границ каледонских и докембрийских глыб. После слабого бретонского горообразования в нижнем кульме это движение возобновляется, однако с несколько иным характером, — опускание все время полностью компенсируется седиментацией,

[1] А. Гейм пользуется этим образным сравнением для изображения Альпийских центральных массивов.

так что фация остается почти терригенной, во всяком случае мелконеритической. Только с верхнего кульма море начинает вновь трансгредировать, но каледонские купола остаются и теперь в виде возвышенных областей. Вновь выступает различие с восточными Судетами: там — бретонская, здесь — судетская фаза выражается сильнее *(IX, 6)*. Хотя и ее не следует переоценивать; она концентрируется в «швах», в узких девонско-кульмских складчатых грабенах по границам между глыбами. Последние перемяты двусторонним образованием чешуй, глыбы надвинуты одна на другую, по плоскостям движения интрудируют затем монцониты-предвестники (сиениты Нимптша, Рейхенштейна, габбро-диорит Гольденштейна-Альтштадта, амфиболовый гранит Кудовы, сиенит Мейсена и т. д.). Позже следуют несогласные граниты, отчасти тоже расширяющиеся по границам между кристаллическими и осадочными образованиями (Лаузиц, Штригау-Цобтен), отчасти поднимающиеся в цен-

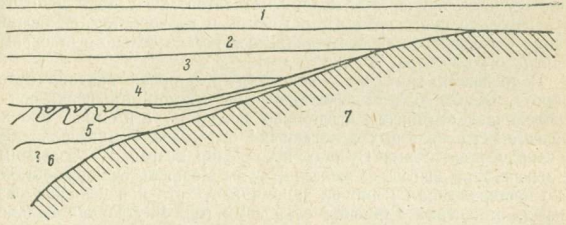


Рис. 172. Схематическое изображение палеозойских трансгрессий по южному краю Совиных гор. По Э. Бедерке.

1—глифиоцерасовый горизонт; *2*—перициклусовый горизонт; *3*—хейлоцерасовый горизонт; *4*—мантикоцерасовый горизонт; *5*—силур; *6*—? кембрий; *7*—совиногорский гнейс.

тре куполов и таким образом содействующие их росту вверх (Исполиновы горы).

Этим заканчивается образование западно-судетской структуры; лишь в «тупике» складчатости развивается еще внутри-судетская внутренняя впадина; можно думать, что она развивается с востока на запад в сторону Центрального молданубского массива в противовес внешней впадине верхней Силезии, которая перемещается на восток, на форланд. Ее образование, в которое в период отложения красноцветной толщи втянута и северная неметаморфическая часть (Бобер-Кацбахские горы), заканчивается мелководной трансгрессией верхнего красноцветного отдела.

Такое изображение, основанное в существенной своей части на трудах Бедерке и Клооса, отличается от того толкования, которое всем этим явлениям дают Коссмат и Ф. Э. Зюсс *(XII, 41)*. Ф. Э. Зюсс называет западные Судеты лужицким сооружением и придает им обособленное положение, рассматривая их в то же время как менее метаморфизованную фацию молданубского ком-

плекса. Коссмат втягивает их в свою саксо-тюрингенскую зону, которую он — несомненно неправильно — продолжает в восточные Судеты. Обоим свойственны переоценка варисского орогенеза и представление о покровно-глыбовой структуре Молданубского совиногорского массива; это представление тоже без сомнения ложно, как можно видеть из вышеизложенных взаимоотношений. Столь же мало выдерживает критику и предложенное Зюссом и Кёльблем толкование покровно-глыбового характера Снежных гор. Западно-судетская глыба затвердела в каледонское время и, самое большее, как целое была надвинута на восточные Судеты, причем размах этого надвига мог быть лишь незначительным.

С. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ВОСТОЧНЫХ И ЗАПАДНЫХ СУДЕТ

В предшествующем подробном анализе восточного и северо-восточного обрамления богемского ядра выяснились весьма разнородные свойства причастных к нему элементов. Не удивительно, что эти глубокие противоречия отражаются и на характере минерализации отдельных глыб, представляющем действительно в отдельных частях огромные различия.

В то время как верхне-силезская предгорная впадина отличается главным образом изобилием углей и в этом отношении почти соперничает с рейнской предгорной впадиной, а в смысле прочих *палеозойских* полезных ископаемых[1] она бедна, — минерализация к западу в восточных Судетах несомненно возрастает. Связанные с девонскими диабазами железные руды Моравии, свинцово-цинковые месторождения Бенниша напоминают, хотя и в меньших размерах, отношения Рейнских сланцевых гор. Внутренняя сильнее метаморфизованная зона однако проявляет уже иные черты: таковы повидимому связанные с гранитными интрузиями, практически не имеющие никакого значения золото-кварцевые жилы Вюрбенталя и т. д., связанные с Молданубским краем графиты Альштадта, пермские каустобиолиты Босковицкой борозды. Парагенетическая связь этих минеральных богатств с историческими элементами однако до поразительности отчетлива и непосредственно может служить к уяснению характеристики глыбы.

Опять-таки иначе дело обстоит в западных Судетах. Каустобиолиты отступают на задний план и связаны с относительно очень значительной внутренне-судетской впадиной; зато господствует многообразие руд, совершенно несвойственное внешней зоне, превосходящее также и молданубскую зону и теряющее свое первенство лишь перед западным продолжением — Рудными горами. Почти весь этот комплекс руд связан с поздне-варисской эруптивной деятельностью, проявляется же он в отдельных областях весьма различно; так например Клооб указал, что краевой судетский разлом представляет собою важную границу в минерализации; хотя карбоновые граниты распространены и восточнее, но рудоносность там постепенно исчезает. Полное исчерпывающее объяснение этих эм-

[1] Свинцово-цинковые руды имеются в нижнем раковинном известняке.

пирически установленных фактов в настоящее время вряд ли может быть удачно проведено.

Каустобиолиты. Три интересующие нас области следует рассматривать непосредственно одну за другой, так как их разнородное содержание особенно содействует характеристике отдельных частей районов.

Большой Верхне-силезский бассейн, полезные ископаемые которого в настоящее время поделены крайне неравномерно между Польшей, Чехословакией и Германией, образует паралическую внешнюю впадину, из которой однако море отступает ранее, нежели из Рейнской области, т. е. в начале вестфальского времени. Различие также заключается в богатстве намюрского горизонта угленосными пластами, чего совершенно нет в Вестфальской области (*IX, 16, 28, 49, 57, 73*).

Большое количество угольных пластов вкратце подчеркивалось уже выше при рассмотрении последовательности свит. Здесь к этому будет прибавлено лишь краткое сопоставление практически важнейших данных.

Остравские слои (намюрско-нижне-вестфальские) содержат в западной чешской части, согласно Петрашку, до 221 пласта угля, из коих 99 превышают 30 *см* мощности. Промышленная мощность угля достигает здесь 72,8 *м* и распределяется по всей свите мощностью около 3 200 *м*. К востоку мощность быстро убывает, а вместе с нею и угленосность. В восточном краю бассейна у Голонога и Домбровы насчитывается 20 угольных пластов, из которых лишь 8 заслуживают разработки, с общею мощностью в 8,2 *м*. Вся свита здесь всего лишь в 500—600 *м*. Качества различны, имеются здесь и жирные, и газовые угли; общей закономерности в распределении их как будто бы нет.

Седловые пласты нижне-вестфальского яруса являются характерной чертою бассейна. На западе они содержат в свите мощностью всего в 270 *м* 6 промышленных пластов с 27,3 *м* угольной массы. На востоке (Польша) вся свита сжимается до 15 *м* и содержит лишь 1 пласт, который, соединяя в себе все пласты вместе, доходит до 12 *м* мощности. На юго-востоке (Галиция) эта группа повидимому вовсе выклинивается.

Мульдовая группа (средний и верхний вестфаль) выполняет внутренние части бассейна. Нижние части и здесь обнаруживают сильные колебания мощности. Так рудавские слои на западе имеют 585 *м* мощности и содержат около 20 промышленных пластов с 38 *м* угля; на востоке в 250 *м* породы имеется лишь 3 пласта с 4,3 *м* угля. В николаевских слоях в нижней части (ожешских слоях), 1 700 (на З) — 715 *м* (на В) мощностью, содержится на западе — 17, на востоке — 3 промышленных пласта, соответственно заключающие 23 и 7 *м* угля. Верхний отдел (лазицкие слои) имеет лишь около 12 пластов с 28,6 *м* угля в 660 *м* породы. Верхне-вестфальские хельмские слои во внутренней части бассейна содержат всего 1 пласт с 1,4 *м* мощности угля.

В совокупности следовательно верхне-силезские угли представлены 124 промышленными пластами с 172 *м* мощности угля,

в то время как общая мощность углей достигает даже 272 *м* (Гэблер).

Что касается качества угля, то в общем закономерное возрастание летучих идет кверху, а, по Петрашку, оно внезапными скачками убывает к основанию седловых пластов. Спекаемость наиболее хорошая в остравских угольных пластах; она уменьшается кверху и к востоку.

Общие запасы верхней Силезии, по данным «Coal Resources», на 1913 г. оценены в 209 млрд. *т* до 2 000 *м* глубины. Из них до войны на долю Германии падало 166 000 млн. *т* (или 114 000 млн. *т* промышленных запасов), 40 560 млн. *т* — на долю Австрии (Острава и западная Галиция) и 2 525 млн. *т* — на русскую Польшу. Нынешнее распределение еще не вполне точно определено. В 1926 г. я подсчитывал, что на Германию падает около 5—6 млрд. *т*, на Польшу — около 120—130 млрд. *т* промышленного угля, остальное принадлежит Чехословакии. Эти цифры дают между тем лишь представление об относительных количествах. Так как южная граница бассейна в Галиции известна не точно, то в особенности польская доля может казаться в действительности больше, тогда как германская вряд ли достигает больших цифр.

Добыча показана следующими цифрами:

Германия 1925 г.	14 272 тыс. *т*
Польша 1925 г.	21 433 „ „
Моравская Острава 1921 г. . . .	7 800 „ „

В смысле порядка величин запасов бассейн соответствует Вестфальскому и превосходит объединенную область Британского шельфа. Противоположность шельфа и внешней впадины этим выражена очень отчетливо.

Бассейн Босковицкой борозды (Россиц). Эта внутренняя впадина, как уже указано, занимает весьма характерное положение по внутреннему краю восточных Судет (*IX*, *61*). Противоположность с верхне-силезской внешней впадиной, как вполне понятно, велика. Очень малые запасы принадлежат исключительно стефанскому ярусу; более глубоколежащие слои не представлены.

Петрашек указывает 3 пласта угля (2—3, 0,6—0,8 и 0,3—0,4 *м*), из коих лишь 2 годны для разработки. Запасы до 1 200 *м* оценены в 50,6 млн. *т*, из них предполагаемых 35 млн. *т*. Добыча 1921 г. равнялась 345 тыс. *т*.

Внутренне-судетская мульда. Геологическое положение и последовательность отложений большой западно-судетской внутренней впадины подробно обсуждались выше.

В германской части у Вальденбурга в намюрской лежачей свите работается до 20 пластов, а в вестфале в висячей свите около 19 пластов. Угольные пласты по большей части менее 1 *м* мощностью. На юге число пластов меньше (Нёйродский район).

В чешской западной части лежачая свита отсутствует. Вестфальские слои содержат 30—35 угольных пластов, из коих 14 с 7,5 *м* угля — промышленные, и уголь в них спекающийся, коксую-

щийся. В стефанских слоях здесь тоже известно несколько пластов, а именно в швадовицких слоях — 4, из них 2 промышленных (50—120 *см*), и в радовенцских слоях — 5, от 30 до 80 *см* мощности каждый.

Поразительно, что здесь содержание газов и спекаемость не подчиняются определенному закону и меняются даже в пределах одного и того же пласта.

Запасы в 1913 г. исчислялись так:

	Германская часть	Чешская часть
Действительные	718 млн. *т*	3 млн. *т*
Вероятные	2226 „ „	75 „ „

Добыча германской доли в 1925 г. дала 5 533 тыс. *т*, а чешской в 1921 г. — 423 тыс. *т*.

Округляя запасы до 3 млрд. *т*, можем считать внутренне-судетскую мульду принадлежащей к крупнейшим внутренним впадинам и уступающей лишь Саарской области.

Графитовые месторождения восточно-судетской внутренней каймы. Сильно метаморфизованные породы, появляющиеся у Мюглица, Эльса и моравского Альтштадта в висячем боку восточно-судетской серии, принадлежат, как показано выше, к надвинутому молданубскому комплексу. Выходящие в связи с ними месторождения графита поэтому являются характерною чертою внутренне-богемской петрографической ассоциации, которая в ранне-варисском орогенезе была надвинута на восточно-судетский комплекс. С этою оговоркою и следует их здесь упомянуть (*IX, 96*). У Мюглица (Лексен, Швейне) залегает несколько графитовых пластов в простирающихся в востоко-западном направлении гнейсовых мульдах. У Эльса известно 5 залежей в 1—11 *м* мощностью; в молданубских слюдяных сланцах они опять в сообществе с известняками; пласты содержат до 50% графита и вместе с тем состоят из каолиновидной массы. У моравского Альтштадта молданубские слюдяные сланцы простираются параллельно Гольденштейнскому надвигу и содержат в мульдообразном залегании 2 графитовых пласта в 1—2,5 *м* мощностью, иногда вздувающиеся до 6 *м*. Графит — худшего качества, нежели во внутренней Богемии. Моравская добыча в 1913 г. дала 11 тыс. *т*, позднее она сильно сократилась, если, как уже упомянуто, общая добыча всей Богемии в 1924 г. равнялась всего 10 500 *т*.

Железные руды. В характере и значении железорудных месторождений между восточными и западными Судетами существуют коренные различия. В восточных Судетах стоящие упоминания железные руды относятся к девону и находятся видимо в генетической связи с девонскими диабазами. Западно-судетские руды выступают отчасти в значительно более древних слоях, но иногда они более интенсивно подверглись влиянию поздне-варисского вулканизма.

В восточных Судетах наибольшее значение имеют железорудные полосы в долине Марха. По Кречмеру (*IX*, *45*, *95*), можно здесь различить восточнее Марха 4 полосы железных руд, по простиранию очень далеко прослеживающиеся. Речь идет в общем о согласных залежах в девоне и в сопровождающих диабазах и туфах, которые вследствие интенсивной складчатости поставлены круто и образуют несколько субпараллельных полос, по Кречмеру же соответствуют различным уровням свиты.

Западная полоса у Полейца появляется в диабазовых туфах и содержит магнетит; речь идет о трех залежах в 1—4 *м* мощностью, иногда вздувающихся до 15 *м*. Рудные тела по простиранию прослеживаются на 76—117 *м*. Это месторождение наименее значительное из всех.

Несколько восточнее (Меедель—Шторцендорф) внутри песчаного нижнего девона или низов среднего девона с внедренными в него диабазовыми туфами известна двойная группа залежей; на западе она состоит из немногих связанных друг с другом линз от 1 до 3 *м* мощностью; на востоке же имеются 3 залежи в 2—4,5 *м*, иногда вздувающиеся до 16 *м*, по простиранию прослеживающиеся на 200—750 *м*. Руда по преимуществу гематит с большим количеством магнетита. Она содержит 49—63% железа, 5—20% кремнекислоты и 0,03—0,24% фосфора.

Еще восточнее залегает пластовая полоса по границе среднего и нижнего девона (Пинке—Бергштадт—Видергрюн). Она проходит в хлоритово-известковых диабазовых туфах и содержит довольно много залежей в 1,5—8 *м* толщины и с простиранием в длину на 55—209 *м*. Руды здесь рыхлые, магнетитсодержащие гематиты с изобилием кремнекислоты (кремнисто-железные залежи) и с фосфором до 0,13%.

Действительные запасы этих групп исчислены в 818 тыс. *т*, вероятные — в 960 тыс. *т*.

Наконец четвертая полоса лежит внутри средне-девонского выхода у Беннишa (Гобитшау—Зейтендорф). Между лежачими шальштейнами (подводными диабазовыми туфами) и висячими тентакулитовыми сланцами проходит криноидный известняк, частично оруденелый. Наряду с магнетитом и кремнистым железняком здесь в виде главной руды выступают тюрингиты. Иногда однако руда позднее превращена в лимонит. Пласты в 2—6 *м* мощностью по простиранию прослеживаются на 100—300 *м*. Действительные запасы доходят до 1 133 тыс. *т*, вероятные — не менее 700 тыс. *т*.

Западнее Марха у Квиттейна в мульдах (? девонских или более древних) выступают в граувакковых сланцах над известняковым горизонтом железные руды в 10 залежах в 2—6 *м* мощностью, иногда вздувающиеся до больших размеров. Залежи имеют в длину около 40—100 *м*. Руда первично представляла сидерит, но затем превращена была в лимонит. Она богата марганцем, но содержит много кремнекислоты и фосфора. Запасы исчислены в 250 тыс. *т*.

Кречмер считает все эти залежи метасоматическими, исходя из предположения о превращении известняковых горизонтов в сидерит с последующим переходом последнего в гематит и бурый желез-

няк. Источник железа находится в диабазе, содержащем до 19,8% окиси железа, и возможно он же является поставщиком кремнекислоты. За это говорит оруденение перемежающегося с диабазовым туфом криноидного известняка, наблюдаемое у Бенниша. Возможно, такое объяснение еще требует пересмотра, но аналогия (по условиям залегания) с красным железняком Ланской области во всяком случае поразительна.

Здесь следует упомянуть еще железные руды, находящиеся у Большого Биттеша (Гросс-Биттеш) (Лашанко) в полосе внутренних филлитов моравской зоны. Они образуют довольно неправильные тела в лежащем под хлоритовыми сланцами известняковом горизонте и вероятно образовались путем вторичного превращения сидерита в бурый железняк. Руда не особенно чистая и содержит много кремнекислоты и фосфора. Запасы оцениваются приблизительно в 1 млн. *т*. Если внутренние филлиты, что вполне возможно, относятся к девону, то их положение сходно с положением руд долины Марха.

Углистые и глинистые железняки верхне-силезского верхнего карбона имеют лишь второстепенное значение и теперь почти не разрабатываются. Следует отметить, что они встречаются по преимуществу в мульдовой группе, в более же глубоких горизонтах попадаются наоборот много реже.

Железные руды западных Судет имеют совсем иной характер. Магнетитовые залежи и жилы красного железняка здесь являются господствующим элементом. По большей части они встречаются в метаморфических участках западных Судет.

Уже на юге известны магнетитовые залежи у Вермсдорфа (Моравия); они имеют вид линз в 0,3—2,8 *м* мощностью, в амфиболитах. В упоминавшейся габбро-диоритовой гряде моравского Альтштадта — Яуэрнига тоже известен магнитный железняк по границе с слюдяными сланцами. Магматического ли он происхождения (как это предполагает Кречмер), точно сказать нельзя. Запасы скудные, указывается цифра в 90 тыс. *т*.

Севернее известны руды железного блеска и магнетита у Габельшвердта. Они в 1—3 *м* мощностью и едва ли имеют практическое значение.

У Рейнэрца встречаются тоже красные железняки, связанные с доломитовыми горизонтами слюдяных сланцев. Здесь имеется во всяком случае жильный выход (быть может в связи с варисской интрузией).

Итак мы приближаемся уже к Исполиновым горам, где эта рудная группа достигает наибольшего значения. Месторождения находятся в кристаллических сланцах восточнее и юго-восточнее молодого центрального гранита. Единственное ныне еще разрабатываемое из них — это Шмидеберг (*IX, 91*). Здесь между амфиболитовыми сланцами в висячем боку и кристаллическим известняком в лежачем имеется несколько согласных залежей железных руд в 2,4—12 *м* мощностью. Рудная зона в длину простирается на 200 *м*. Руда — магнетит, пронизанный более молодыми сульфидами. При 53% железа руда в среднем содержит 12% кремн-

некислоты. Характерны рассекающие руду более молодые «ригели» аплита, принадлежащие исполиновогорскому граниту.

По Бергу, месторождения эти контакт-метаморфического происхождения, и обогащение железом следует приписать взаимодействию между амфиболитовыми сланцами и известняком под влиянием непосредственного соседства молодого гранита. В противовес этому Бедерке придавал значение тому, что целый ряд сходных месторождений продолжается далеко на юг по простиранию кристаллических сланцев, где известны аналогичные, но меньшие магнетитовые залежи в Богемии у Гаккельсдорфа, Аупы и до верхней Эльбы. Эти месторождения залегают вне влияния контакта с исполиновогорским гранитом, так что возможность оруденения под влиянием варисского метаморфизма повидимому не исключена. Так как в кристаллических сланцах Исполиновых гор частично представлен достоверный древний палеозой, то быть может здесь следует видеть аналоги богемских и тюрингенских силурийских руд, которые однако во время каледонского метаморфизма были сильно изменены.

Шмидеберг содержит запасы в 1 250 тыс. *т* до 1 000 *м* глубины, и добыча здесь равнялась 38 000 *т* руды с 18 000 *т* железа (1925 г.). Богемские месторождения в настоящее время заброшены.

Следы железных руд имеются и в северных неметаморфизованных частях западных Судет. Так у Енкендорфа в силуре находятся две залежи железных руд; они впрочем едва ли промышленные. Все же они указывают на присутствие железа в древнем палеозое, намечающее связь с югом (Богемией) и западом (Тюрингией).

Жилы красного железняка выступают и в древне-палеозойских сланцах и диабазах Яуэр — Вильмсандорфа, так что и эта группа, приобретающая в Рудных горах большое значение, здесь представлена. Можно пожалуй думать в противоположность магнетитам о связи с более молодыми гранитами.

В добавление упомянем **никелевые руды** западных Судет.

Во Франкенштейне (*IX, 93*) в пределах ранее упоминавшейся северо-южной зоны Судет залегают змеевики, происшедшие из оливиново-актинолитовых пород. Они первично содержали 0,36% никеля, но при третичном выветривании произошло превращение змеевиков в магнезит и в «красную породу», в которой содержание никеля в виде серых и желвачковых руд (Knötchenerze) обогащено до 1—2%. Важнейшими никелевыми минералами являются шухардит [1] и пимелит. [2] Добыча оправдывает себя лишь во времена благоприятной конъюнктуры. Следует упомянуть еще часто встречающийся здесь хризопраз.

Совсем другой характер имеют никелевые месторождения в Лаузицком районе у Шлуккенау. Они связаны с жилами протеробаза ЗСЗ простирания, в которых руда по северному зальбанду

[1] *Прим. ред.* Шухардит — водный алюмосиликат никеля и магния; около 5,5% Ni.

[2] *Прим. ред.* Пимелит — алюмосиликат кальция, магния и никеля; от 2 до 12% Ni. Известен на Урале.

образует рыхлые массы в 1,5 *м*. Здесь преобладает никельсодержащий (6% Ni) пирротин; наряду с ним встречаются халькопирит и изредка железный колчедан. Рудное обогащение произошло видимо после затвердевания под гидротермальным влиянием вдоль трещин, потому что руда не связана с определенными магматическими дифференциатами диабаза. Практического значения это месторождение в настоящее время больше не имеет.

Прочие рудные месторождения. Восточные Судеты по крайней мере в палеозое поразительно бедны прочими рудами. Собственно кое-какое значение имеют лишь свинцовые и цинковые руды Бенишна (*IX, 97*). Своеобразное месторождение находится в среднем девоне, где имеется включенная в глинистые сланцы следующая свита пород в 4,5 *м* мощностью (считая сверху вниз):

Верхний тяжелый шпат.

Змеевиково-тальковый слой со свинцовым блеском.

Пластовый кварц.

Нижний тяжелый шпат.

Рудный известняк в 1,3—2 *м* мощностью, мраморизованный и окремнелый, пронизанный прожилками галенита со сфалеритом.

Внизу следует глинистый сланец, иногда немного барита. Руда имеет 25—40% Pb с 0,156—0,187% Ag. Цинковая обманка, медные руды и железный колчедан присутствуют в небольших количествах.

Кречмер видит источник оруденения в диабазах окрестностей. Известняк был сначала мраморизован и отчасти окремнен (пластовый кварц); затем предположительно в верхних залежах произошло метасоматическое превращение в барит, а само оруденение следует рассматривать как последнюю фазу.

Следовательно руды можно считать девонскими; они не имеют ничего общего с гораздо более молодыми свинцовыми рудами верхней Силезии, о которых речь будет дальше.

В настоящее время здесь в сущности разрабатывается только тяжелый шпат.

Кроме этого, следует упомянуть в восточных Судетах еще лишь **золото-кварцевые жилы** в девоне Вюрбенталя, Цукмантеля и т. д., равно как золотые россыпи Гольдберга в Моравии, вероятно происходящие из того же источника. Ныне практического значения не имеющие месторождения связаны повидимому с наиболее молодыми интрузиями гранитов.

Совершенно другую картину представляют *западные Судеты*. Как уже говорилось, здесь участок восточнее судетского краевого разлома почти безруден, да и древняя масса Совиных гор обнаруживает лишь очень слабые следы минерализации, к тому же гораздо более поздней (баритовые жилы с некоторым количеством серебросодержащего галенита).

Прочие части западных Судет являют чрезвычайно большое разнообразие рудных жил, хотя правда они не могут соперничать по количеству и значению с Рудными горами. Эта минерализация находится в более или менее ясно выраженной связи с молодыми карбоновыми интрузиями гранитов.

Исключение составляет лишь месторождение **оловянно-кобальтовых** руд Квербаха и Гирена в кристаллическом обрамлении Исполиновых гор *(XII, 44)*. Здесь руды образуют залежь в 1,5—5,2 *м* мощностью в турмалиново-гранатовом слюдяном сланце вблизи границы с (каледонским) гнейсо-гранитом. В этой зоне выступают в кварцевой жильной массе пирит, пирротин, миспикель, кобальтовый арсенопирит, кобальтовый блеск, оловянная руда, халькопирит, галенит и сфалерит. Перед нами безусловно результат пневматолитического воздействия более древней гранитовой генерации. Это интересное месторождение практического значения лишено.

Наоборот **медные руды** находятся в определенной связи с центральным гранитом Исполиновых гор. Здесь на первое место надо поставить месторождение Купферберга (Медной горы) поблизости от восточного контакта, в настоящее время уже заброшенное.

Месторождение находится у самого контакта гранита с роговообманковыми сланцами обрамления *(IX, 98)*. Здесь по генетическому признаку можно различить три рода руды: 1) залежь, содержащую на фоне основной массы лучистого камня и хлорита пирротин, халькопирит, пеструю медную руду и пирит; 2) более удаленные от гранита жилы с роговой обманкой и хлоритом или кварцем в качестве жильного заполнения и с халькопиритом и пестрой медной рудою; в верхних частях — с серебросодержащим галенитом; 3) самые молодые (восток-юго-западного простирания) чисто кварцевые жилы с вкраплениями медных руд. Древнейшая генерация находится в непосредственной связи с гранитной интрузией и являет собою комбинацию жильного выделения и контактового метаморфизма; она прорвана кварц-порфирами, которые в свою очередь старше молодых жил. Месторождение проходит непосредственно по ранее описанному внутри-судетскому главному сбросу, отделяющему метаморфическую часть Судет от неметаморфической. Оно (месторождение) существует и по ту сторону этого сброса, но там содержит лишь свинцовые руды.

Ряд других медных месторождений известен в более южных частях Исполиновых гор; так у Рохлица в малаколитовой жиле в 2 *м* мощностью между кристаллическими известняками и слюдяными сланцами; в Ризенгрунде залежь халькопирита с арсенопиритом и пирротином в низах полосы, состоящей из мрамора и гранатовой породы; у Шпиндельмоля залежь в роговообманковых сланцах с халькопиритом, арсенопиритом, железным колчеданом, пирротином и магнетитом. Генезис, надо думать, везде одинаковый. Уже ранее упоминалось, что встречаются медные руды в красноцветной толще к югу от Исполиновых гор, и что такого рода импрегнация известна также в верхнем карбоне Радовенца во внутренне-судетской мульде. Импрегнации очень отчетливо привязаны к определенному горизонту; здесь они всегда связаны с определенным уровнем сланцев и с конгломератовым горизонтом. Быть может из этого можно вывести заключение о возрасте исполиновогорских медных руд.

Жилы **серебросодержащего галенита** известны у Большой Аупы (Грос-Ауна) в Исполиновых горах.

Другою характерною чертою западных Судет являются месторождения **мышьякового колчедана,** большей частью представленного в меднорудных месторождениях.

У Ротенцехау в Исполиновых горах *(IX, 92)* залегают согласные (мощностью в 0,5—3,5 *м)* залежи мышьякового колчедана с кварцем в виде жильной массы в гнейсовидных слюдяных сланцах, тоже по соседству с молодым гранитом. Арсенопирит содержит 2—4 *г* золота на тонну и серебра 60—80 *г/т.* С глубиною мышьяковая руда заменяется магнитным колчеданом с содержанием меди и мышьяка. Принято думать, что пирротин древнее и относится еще к контактовому метаморфизму с гранитом, тогда как более молодые мышьяковые руды являют собою эпигенетическое заполнение трещин, скученных по линии простирания. Руда содержит 27—28% мышьяка. В 1919 г. было добыто 1 024 *т* мышьякового колчедана.

Богатые мышьяком руды предположительно того же возраста известны и в Бобер-Кацбахских горах. У Гусдорфа в палеозойских сланцах проходят кварцевые жилы с золотосодержащим арсенопиритом. У Альтенберга *(IX, 100)* известно 9 жил востоко-западного простирания, рассматриваемые как богатая мышьяком и медью фация колчеданно-обманковой свинцово-цинковой формации. Жилы проходят в древне-палеозойских сланцах и пересекают кварцпорфир. Но генетически они связаны с более молодым керсантитом, который быть может и следует рассматривать как источник оруденения. Взаимоотношения значит сходны с теми, что имеются в Купферберге и Ротенцехау: мышьяк и медь принадлежат к более молодой генерации. Следует указать, что меденосность доходит вплоть до цехштейна включительно.

Важнейшим мышьяково-рудным месторождением в западных Судетах является Рейхенштейн к югу от Совиных гор *(IX, 93).* Руды связаны с известняковой залежью (до 35 *м)* внутри слюдяных сланцев и с аплитовыми ортогнейсами каледонской генерации. Проволоченный по судетскому краевому разлому в горизонтальном направлении известняк веретенообразно вытянут, затем он был мраморизован и потом местами превращен в известково-силикатовую породу (диопсидовую и тремолитовую). Позднее более молодые термы произвели омеевикование известковой массы, причем можно проследить все переходные стадии от офикальцита до черных и зеленых серпентинитов. Как последняя стадия наступило оруденение, больше всего коснувшееся серпентинитов и в меньшей степени, в виде импрегнаций, приведшее к образованию рыхлых рудных масс. Омеевикование и оруденение следует приписать влиянию обнаружившегося при рудных разработках молодого гранита (по наблюдениям Клооса, Бедерке и Бубнова).

Руда — по преимуществу мышьяковистый колчедан (лёллингит $FeAs_2$) с 23,7 — 28,6 *г* золота на тонну, являющегося важным побочным продуктом добычи. Арсенопирит и другие руды отступают на задний план.

Добыча в 1924 г. дала 57 тыс. *т* руды с 3 460 *т* мышьяка.

Минерализация в западных Судетах без сомнения сильнее, не-

жели в восточных; медь и мышьяк в некотором смысле являются «ведущими рудами»; свинец и цинк отступают по своему значению, в чем и заключается разница с Рудными горами. Рядом с молодыми гранитными массивами крупные поперечные нарушения (судетский краевой разлом, внутренне-судетский главный сброс и т. д.) играют важную роль в распределении руд.

ЛИТЕРАТУРА

1. Augusta, J. Contribution à la connaissance du permo-carbonifère de la partie moyenne de la fosse de Boskovice. Vestn. st. geol. ust. 6, 1926.
2. Becke, F. Vorl. Bericht über den geol. Bau und die krist. Schiefer des Hohen Gesenkes. Sitz. Ber. Ak. W. Wien 101, Abl. I, 1892.
3. Bederke, E. Zum Gebirgsbau der mittleren Sudeten. Geol. R. XVIII, 1927.
4. — Das Devon in Schlesien und das Alter der Sudetenfaltung. Fortschr. Geol. u. Pal. № 7, 1924.
5. — Die Intrusivmasse von Glatz — Reichenstein. Abh. pr. geol. L. 89, 1922.
6. — Die varistische Tektonik der mittl. Sudeten. Fortschr. Geol. u. Pal. VII, 23, 1929.
7. — Bau und Alter des ostsudetischen Gebirges. N. J. f. Min., Beil.-Bd. LIII, Abt. B, 1925.
8. — Die Grenze von Ost- und Westsudeten. Geol. R. 20, 1929.
9. Berg, G. Die Gliederung des Oberkarbons und Rotliegenden im Niederschlesisch-Böhmischen Becken. J. pr. geol. L. 46, 1925.
10. — Beiträge zur Geologie von Niederschlesien mit bes. Berücksichtigung der Erzlagerstätten. Abh. pr. geol. L. 74, 1913 (с картой).
11. — Die Gesteine des Isergebirges. J. pr. geol. L. 43, 1922.
12. — Die kristallinen Schiefer des östlichen Riesengebirges. Abh. pr. geol. L. 68, 1912.
13. — Der Granit des Riesengebirges und seine Gangsteine. Там же, 94, 1923.
14. Bock, W. Zur Tektonik der Brünner Gegend. J. geol. R. Wien 52, 1902.
15. Bubnoff, S. v. Das niederschlesische Steinkohlenbecken. В книге: Deutschlands Steinkohlenfelder. Stuttgart, 1926.
16. — Das oberschlesische Steinkohlenrevier. Там же.
17. Cloos, H. Der Gebirgsbau Schlesiens und die Stellung seiner Bodenschätze. Berlin, 1922. Ср. Borntraeger.
18. — Das Batholithenproblem. Fortschr. Geol. u. Pal. № 1, 1923.
19. — Tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen, I. Das Riesengebirge. Berlin, 1925.
20. Czarnocki, St. Le bassin houiller polonais. Congr. strat. carb. Heerlen, 1928.
21. Dahlgrün, F. und Finckh, L. Ein Silurprofil aus dem Warthaer Schiefergebirge in Schlesien. J. pr. geol. L. Berlin, 44, 1924.

22. Ebeling, F. Die Geologie der Waldenburger Steinkohlenmulde. Waldenburg in Schlesien, 1907.
23. Felix, J. Beiträge zur Kenntnis der Fauna des mähr. Devon. Sitz. Ber. Naturf. Ges. Leipzig, 1904.
24. Finckh, L. Über die Granite des Zobtengebirges und ihre Beziehungen zu den Nebengesteinen. Z. D. G. G. 64, Mon. 1912.
25. — Geol. Übersichtskarte des Zobtengebirges 1 : 100 000. Berlin.
26. — Über die geol. Aufnahmen im Eulengebirge (Weizenrodau, Reichenbach, Charlottenbrunn, Langenbielau). J. pr. geol. L. Berlin. Bd. 33, II, 34, II, 36, II (1914—1917).
27. Frech, F. Landeskunde von Schlesien. 1913.
28. Gaebler. Das oberschlesische Steinkohlenbecken. Kattowitz, 1909.
29. Gränzer, J. Granite des Isergebirges. Sb. st. geol. ust. VII. 1927.
30. Guckler, J. Das Reichensteiner und Bielengebirge. J. geol. R. Wien, 1897.
31. Gürich, G. Das Devon von Debnik bei Krakau. Beitr. Geol. u. Pal. Öst.-Ung. u. Or. Bd. 15, 1904, Bd. 17, 1906.
32. — Geol. Führer in das Riesengebirge. Berlin, 1900.
33. Hundt, R. Beitrag zur Kenntnis der Graptolithenfauna Deutschlands. J. pr. L. Berlin, 41, II. 1922.
34. Jahn, J. Geologisch-tektonische Übersichtskarte von Mähren und Schlesien. Wien, 1911.
35. Jaros, Jan. Der gegenwärtige Zustand der Forschungen über die Stratigraphie des Devons und des Unterkarbons in der Umgebung von Krakau. Krakau, 1926.
36. John, C. v. und Suess, F. E. Die Gauverwandtschaft der Gesteine der Brünner Intrusivmasse. J. geol. R. Wien, 1908.
37. Kettner, R. Contribution à la connaissance de la structure des terrains du Culm de la Silesie d'Opava. Sb. st. geol. ust. Bd. 1, 1919/20.
38. — Géologie de l'ancienne Montagne de Zelezny dans la Bohême. Sb. st. geol. ust., Bd. I, 1919/20.
39. Knopp, L. Über die Schichtenfolge und den Bau des Kulms im östl. Teil des Gesenkes. Lotos. Prag, 1927.
40. — Über den sudetischen Kulm. Lotos, 1928.
41. Kölbl, L. Die Tektonik des Grenzgebietes zwischen West- und Ostsudeten. Sitz. Ber. Ak. W. Wien, 136, 1927.
42. — Die alpine Tektonik des Altvatergebirges. Там же, 1927.
43. — Der Südrand der böhm. Masse. Geol. R. XVIII, 1927.
44. Kretschmer, F. Die nutzbaren Minerallagerstätten der archäischen und devonischen Inseln Westmährens. J. geol. R. 52, 1902.
45. Die eisenerzführende Diabas- und Schalsteinzone Sternberg — Bennisch. Arch. f. Lag. Berlin, 24, 1917.
46. — Der metamorphe Dioritgabbrogang nebst seinen Peridotiten und Pyroxeniten im Spieglitzer Schnee- und Bielengebirge. J. geol. R. 67, 1918.
47. Lopianowski, S. Zur Tektonik des Granitmassivs von Zobten — Striegau. Abh. pr. geol. L. Berlin 89, 1922.
48. Makovsky, A. und Rzehak, A. Die geol. Verhältnisse der Umgebung von Brünn. 1884.

49. Michael, R. Die Geologie des oberschl. Steinkohlenbezirks. Abh. pr. geol. L. 71. 1913.
50. Milch, L. Beiträge zur Kenntnis der granitischen Gesteine des Riesengebirges. N. J. Beil.-Bd. XII, 1898; XV, 1902.
51. — Über Spaltungsvorgänge in granitischen Magmen, nach Beobachtungen im Granit des Riesengebirges. Rosenbusch-Festschrift, Stuttgart, 1906.
52. Mühlen, L. v. zur. Die geologische Stellung des vorsudetischen Schiefergebirges und seine Beziehungen zu den Granitmassiven. J. pr. geol. L. 47, I, 1926.
53. Oppenheimer, J. Das Oberdevon von Brünn. Selbstverlag Brünn, 1916.
54. Patteisky, K. Schichtenfolge und Tektonik im schles.-mähr. Culm und dem von den Decken der Karpathen überlagerten Ostrau-Karwiner Südreviere. Berg- und Hüttenm. Jb. 72, 1924.
55. — Die Begrenzung der sudet. Stufe des Oberkarbons. Ztschr. Berg. u. Hüttenm. Ver. Kattowitz, 1927.
56. Petrascheck, W. Die kristallinen Schiefer des nördl. Adlergebirges. J. geol. R. Wien, 59, 1909.
57. — Kohlengeologie der österreichischen Teilstaaten IV. Berg- und Hüttenm. Jb. 71, 2, 1923.
58. — Geol. Studien am Ostrande des poln. und des Krakauer Steinkohlenreviers. J. geol. R. 68, 1918.
59. — Flözfolge und Tektonik der unt. Ostrauer Schichten bei Mähr.-Ostrau. Там же, 63, 1913.
60. — Die Kohlenreviere von Ostrau — Karwin — Krakau. Ztschr. Berg- u. Hüttenm. Ver. Kattowitz, 1928.
61. — Kohlengeologie der österreich. Teilstaaten. V. Das Rossitzer Becken. Berg- u. Hüttenm. Jb. Bd. 71, Nr. 8.
62. Pietzsch, K. Die geol. Verhältnisse der Oberlausitz zw. Görlitz, Weissenburg und Niesky. Z. D. G. G. 60, 1909.
63. Potonié, R. Die Culmflora von Merzdorf am Bober. J. pr. geol. L. 43, 1922.
64. Preclik, K. Die moravische Phyllitzone im Thayatale. Sb. st. geol. ust. Bd. VI, 1926.
65. — Das Nordende der Thaya-Kuppel. Там же, Bd. VII, 1926.
66. — Zur Tektonik und Metamorphose der morav. Aufwölbungen am Ostrande der böhm. Masse. Geol. R. XVIII, 1927.
67. Remes, K. und Kettner, R. Čelechowsky devon. Ztschr. mähr. Land.-Mus. Brünn, 1920.
68. Richter, Rud. und E. Eine kambrische Fauna im Niederschles. Schiefergebirge. C. f. Min. 1923.
69. Riemann, E. Der geol. Bau des Isergebirges und seines Vorlandes. J. pr. geol. L. I, Berlin, 1910.
70. Römer, F. Geologie von Oberschlesien. Breslau, 1870.
71. — Geogn. Karte von Oberschlesien in 12 Blättern. Berlin, 1870.
72. Rzehak, A. Der Brünner Clymenienkalk. Ztschr. mähr. Land.-Mus. X. Brünn, 1910.
73. Sarjusz-Makowski, A. Bau und Vorräte des polnischen

Steinkohlenbeckens. Ztschr. oberschl. Berg.- u. Hüttenm. Ver. Kattowitz, 1926.
74. Schmidt, H. Stratigraphische Beobachtungen im ostsudet. Paläozoikum. Nachr. Ges. f. W. Göttingen, 1927.
75. Stenzel, H. Tektonik des Lauzitzer Granitmassivs. Abh. pr. geol. L. Berlin, 96, 1924.
76. Stur, D. Die Kulmflora der Ostrauer und Waldenburger Schichten. Abh. geol. R. Wien 8, 1875/77.
77. Suess, F. E. Die Tektonik des Steinkohlengebirges von Rossitz am Ostrande der böhm. Masse. J. geol. R. Wien, 1907.
78. — Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenkes. Denkschr. Ak. W. Wien, 88, 1912.
79. — Bemerkungen zu der neueren Literatur über die morav. Fenster. Mitt. Geol. Ges. Wien, XI, 1918.
80. Thust, W. Tektonische Untersuchungen an der Grenze von Ost- und Westsudeten. Dissert. Breslau, 1927.
81. Tietze, E. Die geogn. Verhältnisse der Gegend von Olmütz. J. Geol. R. Wien, 43, 1893.
82. Zapletal, K. Geologie des mittleren Teiles der Swratka-(Schwarzawa-) Kuppel. Sb. st. geol. ust. Bd. V, 1925.
83. — Ergebnisse vergleichender tekton. Studien Ztschr. mähr. Land.-Mus. 22, Brünn, 1925.
84. — Zur Geologie der böhm. Masse. Geol. R. XIX, 1928.
85. — Geologie des westlichen und sudetischen Mährens. Ztschr. mähr. Land.-Mus. 26, Brünn, 1928.
86. — Zur Auffassung des variscischen Orogens. N. J. 1928, Abt. B.
87. — Der Aufbau im Süden des Ostvariscischen. Eigenverlag Brünn, 1927.
88. Zapletal, K. Geologie und Petrographie der Brünner Masse. Ztschr. mähr. Land.-Mus. 25, Brünn, 1927.
89. Zdenek, J. Niveau superieur de Dévonien de Brünn. Vestn. st. geol. ust. 2, 1926.
90. Zimmermann, E. Die Eigenarten und geol. Aufnahmeschwierigkeiten des Bober-Katzbachgebirges. J. pr. geol. L. Berlin, 37, II, 1918.
Spezialkarten 1 : 25 000 und Erläuterungen, herausgegeben von der pr. geol. L. Vor allem von Berg, G., Zimmermann, E., Dathe, E., Finckh, L., Tietze, O., u. a.

Месторождения

91. Berg, G. Das Magneteisenerzbergwerk von Schmiedeberg. J. pr. geol. L. 1902.
92. — Zur Genesis und Systematik schlesischer Erzlagerstätten. C. f. Min. 1920.
93. Beyschlag, F. und Krusch, P. Die Erzlagerstätten von Frankenstein und Reichenstein in Schlesien. Abh. pr. geol. L. 73, 1913.
94. Böker, H. Das niederschlesische Steinkohlenbecken. Abh. pr. geol. L. 1915.

95. Kretschmer, F. Die Eisenerzlagerstätten der mährischen Devonformation. J. geol. R. Wien, 49, 1899.
96. — Die nutzbaren Lagerstätten der archäischen und devonischen Inseln Westmährens. J. geol. R. Wien, 52, 1902.
97. — Über den Bleiglanz- und Schwerspatbergbau bei Bennisch. Z. f. pr. Geol. 1917.
98. Krusch, P. Die Klassifikation der Erzlagerstätte von Kupferberg. Z. f. pr. Geol. 1901.
99. Sachs, A. Die Bodenschätze Schlesiens. Leipzig, 1906.
100. Stauffacher, J. Der Gangdistrikt von Altenberg in Schlesien. Z. f. pr. Geol. 1914.

Кроме того: 10, 15, 17, 22, 28, 45, 49, 57, 61, 73.

Глава десятая

СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ КРАЙ БОГЕМСКОГО МАССИВА (САКСО-ТЮРИНГЕНСКИЕ ГОРЫ)

1. ОЧЕРТАНИЕ И ДЕЛЕНИЕ

В противоположность западно-судетскому сектору Саксо-тюрингенские горы в значительной степени подчинены рудногорскому СВ — ЮЗ простиранию и только по восточной границе (область долины Эльбы) проявляется отклонение к судетскому — СЗ—ЮВ простиранию. Ввиду этого структура в некотором отношении правильнее, и зональное деление по петрографическим и тектоническим признакам здесь гораздо легче провести. Так уже на любой обзорной карте можно увидеть юго-восточную горную полосу с сильно метаморфизованными рассеченными гранитами куполами Пихтовых и Рудных гор, которая на юге отчасти непосредственно примыкает к молданубской зоне (западная часть), отчасти обрывается к северо-богемской впадине у краевого разлома Рудных гор, выработанного в третичное время, но наметившегося уже ранее (восточная часть).

Далее на северо-западе примыкает мало метаморфизованная выравненная складчатая область восточной Тюрингии и Фогтланда (на западе), отдельные крупные элементы тектоники которой (Фогтландская или Нёйдекская мульда с Мюнхбергским гнейсовым массивом. Восточно-тюрингенское или Бергаское седло, Восточно-тюрингенская мульда, Западно-тюрингенское седло) имеют гармоническое продолжение на востоке в Саксонии (Хемницкое междугорье — Франкенберг — Гайнихен, гранитный купол, северный гранулитовый плащ, гнейсовый и гранитный купол у Стрелы). Эти северо-восточные части повсюду очень сильно выравнены и выделяются лишь в виде отдельных куполов над молодыми отложениями Северо-германской равнины. Одно при этом сразу бросается в глаза: оси крупных складок поднимаются к северо-востоку, так что там выходят на поверхность метаморфические части ядра (Рудные горы, Гранулит, Стрела); тотчас затем эти оси

выгибаются к северо-востоку и потом на Эльбе отклоняются более или менее отчетливо к юго-востоку, чем и определяется граница с судетскими сооружениями (см. стр. 177).

Большая часть границ (за исключением северо-восточной) образована молодой тектоникой и молодыми покровами: на севере глыба исчезает под Северо-германской низменностью подобно тому, как в Судетах; на юго-западе она обрывается по краевым трещинам Пихтовых гор и Тюрингенского леса к южно-германской триасовой плите, и только на северо-западе красноцветная мульда Тюрингии связывает ее с Тюрингенским лесом.

Наконец Тюрингенский лес, который будет рассмотрен особо, образует выдающийся к северо-западу отрог, сравнимый в смысле зеркального подобия с Морваном Центрального плато. Со своим метаморфическим цоколем и мощным красноцветным покровом он являет собою часть той подлинно междугорной впадины, которая почти повсеместно отделяет в Варисских горах внутреннюю их зону от внешней.

В то время как в Судетах метаморфические и неметаморфические части регионально резко разграничены, этого совершенно нет в Саксо-тюрингенской глыбе. Вследствие упомянутого падения осей важнейшие метаморфические области[1] оказываются лежачим боком неметаморфизованного палеозоя. Границы (во всяком случае по большей части) тектонические, и таким образом ничего нельзя сказать о возрасте метаморфизма; но осадочные части метаморфизованных свит во многих случаях докембрийского возраста.

2. СТРАТИГРАФИЯ

а) Достоверный и предположительный докембрий

Широкое распространение древние отложения имеют в плаще Пихтовогорского купола, севернее и южнее центрального штока. Как на юге последнего филлиты Эгерского междугорья (стр. 446) без явно выраженного скачка развиваются из более сильно метаморфизованных слюдяных сланцев Тилленских гор и Тепльского нагорья, которые в свою очередь являются лишь краевой зоной молданубских гнейсов, так и здесь плащ Пихтовых гор состоит из внутренней сильно метаморфической зоны гнейсов и гнейсово-слюдяных сланцев с интрузиями орто-пород и из налегающей на нее группы филлитов, кварцевых филлитов и кварцитовых сланцев. Графитовые прослои, слои известняка и известковые силикаты нередки. Серия эта прорвана кислыми гнейсо-гранитами (филлито-гнейсами) и основными породами (оливиновыми амфиболитами, габброидами). Эти породы, книзу переходящие в сильно метаморфизованную серию, кверху тоже обнаруживают постепенный переход в типичный нижний силур, так что нельзя еще в настоящее время с уверенностью указать несогласие, ни установить участие

[1] За исключением Мюнхбергского гнейсового массива и Франкенбергского междугорья.

кембрийских и альгонкских пород. В этой серии, по Вурму *(X, 57)*, доходящей как будто бы до 5 000 *м* мощности, попадаются также и черные лидиты, так что имеется большая аналогия с альгонкием баррандова комплекса, в особенности с ранее упомянутой (стр. 453—454) пограничной областью у Людица (доспилитовая серия).

Слюдяно-сланцево-филлитовая серия собственно появляется вновь во всех более крупных вздутиях саксо-тюрингенской зоны. Наиболее отчетливо она развита в покрове Рудных гор, но обволакивает также и Гранулит, а кроме того распространена и далее на востоке в сланцевых горах долины Эльбы. Прослои серицитовых гнейсов, по Шёйману происшедших из порфироидов и хлоритовых гнейсов — основных изверженных производных, для нее очень характерны. [1] Граница с кембрием и здесь не резкая, и провести ее с уверенностью нельзя. То же можно сказать и о филлитах, имеющихся в ядре Тюрингенского седла. Еще не вполне выясненное положение занимают на востоке (Сланцевые горы долины Эльбы, восточный край мейсенского сиенита, Кланшвиц у Стрелы) вееземштейн-кланшвицкие граувакки в связи с серыми гнейсами рудногорского типа. Речь идет о кварцитовых песчаниках, аркозограувакках и глинистых сланцах с конгломератами, по большей части превращенными благодаря более молодым интрузиям в андалузитовые и кордьеритовые роговики. На более старых картах они обозначены как кульм, но с недавних пор Питцш *(X, 34)* приписывает им докембрийский возраст.

b) Кембрий

Филлиты постепенно переходят вверх в очень мощные глинистые сланцы с кварцитовыми прослоями и случайными залежами основных пород, в которых скрываются несомненные кембрийские эквиваленты. До настоящего времени известна фауна только из центральной зоны (ядра) Фогтланд-Нёйдекской мульды, принадлежащая повидимому к несколько иной фациальной области окрестностей Мюнхбергского гнейсового массива.

В серии, достигающей нескольких сот метров мощности, из пестрых сланцев с кварцитами и желваково-известняковыми залежами, переходящими кверху в серые кварцитовые глинистые сланцы и грауваковые кварциты, Вурму *(X, 57, 59)* удалось открыть два очень определенных фаунистических горизонта, до некоторой степени отвечающих средне-кембрийской зоне с *Tessini* (тессиниевой зоне). Кембрийская свита, ранее ошибочно относимая к девону, благодаря новейшим данным Вурма может быть расчленена снизу вверх таким образом:

1. Краевые и красные сланцы с многочисленными прослоями диабазов и с фауной из Липпертсгрюна: *Conocoryphe coro-*

[1] Питцш *(X, 36)* расчленяет филлитовую группу сланцевых гор Эльбы следующим образом: верхний отдел — схожие с глинистыми сланцами филлиты с тонкими прослоями хлоритовых роговообманковых сланцев; нижний отдел — слюдистые филлиты с прослоями известняка, хлоритового гнейса и кварцитового сланца.

nata, C. Heberti, Solenopleura Ribeiroi, Sao hirsuta, Paradoxides sp., *Trochocystites.*

2. Серые кварцитовые сланцы с фауной из Вильденштейн-Пресека: *Paradoxides spinosus, Ptychoparia striata, Agraulos ceticephalus, A. franckenwaldensis, Conularia schloppensis, Hyolithes, Orthis.*
3. Песчаник Дёбра около 20 *м.*
4. Мелкопесчаные тонколистоватые сланцы с *Orthis perpasta.*

Оба последние члена как будто бы могут обоюдно замещать друг друга и Вурмом лишь с оговоркою относятся к среднему кембрию.

Фауна показывает на несомненное сходство с богемскою, фациальное развитие, по Вурму, с ярко выраженным южно-европейским характером (Черная гора, Испания). Отличительною чертою является интенсивный основной вулканизм.

Такая же красно-сланцевая серия, по Беккеру (*X, 3*), имеется и далее на северо-востоке во Франкенбергском междугорьи, где однако совсем нет окаменелостей.

Достоверные эквиваленты верхнего кембрия отсутствуют, быть может сюда относятся, как и в Богемии, отдельные основные эруптивы.

Вероятно следует относить часть саксонской и тюрингенской филлитовой группы к кембрию. В Шварцбургском седле сюда могут принадлежать, по Дёйбелю, полуфиллитовые, полукластические сланцы, быть может и настоящие филлиты (*X, 12*). Эти породы иногда бывают связаны с кремнистыми сланцами и содержат прослои основных и кислых сильно метаморфизованных пород (порфироиды). Без сомнения последние образуют более древний магматический цикл, но при этом можно думать либо о «спилитах» альгонкия либо о верхне-кембрийском вулканизме в Богемии.

c) Ордовиций

Здесь вновь обнаруживается некоторое противоречие между обрамлением Мюнхбергского гнейсового массива и к северу от него расположенной Саксо-тюрингенской областью.

В Леймице у Гофа наиболее глубокие слои нижнего силура выражены в виде обильно содержащих фауну желтовато-серых сильно слюдистых глинистых сланцев, заключающих смешанную фауну кембрийских, нижне-силурийских и самостоятельных видов (*X, 57*).

Фауна содержит (по Помпецкому и Морову): *Macrocystella bavarica, Lingula cedens, L. bavarica, Lingulella Wirthi, Acrothele inchoans, Discina varians, D. contraria, Orthis bavarica, Hyolithes imperfectus, Dikellocephalina bavarica, Acantholenus frequens, Olenus? expectans, Euloma Geinitzi, Bavarilla Hofensis, Lichapyge primula, Ceratopyge forficula, Niobe Wirthi, Pronileus illaeniformis, Cheirurus discretus, Anacheirurus Frederici, Agnostus bavaricus.*

Судя по этому, фауна является типичной эйломо-ниобовой (тремадок) и, по новейшим находкам в Богемии, представляет отдел $d\alpha_2$, т. е. средние красногорские (крушнагорские) слои.

По Вурму, в обрамлении Мюнхбергского гнейсового массива не достает верхних горизонтов нижнего силура, чем выражается противоположность с более северной частью, где свита представлена непрерывными последовательными отложениями.

В Саксо-тюрингенской главной области можно провести следующее, только в западной Тюрингии представленное без пробелов, деление нижнего силура (считая снизу вверх):

Фикодовые слои. Зеленоватые сланцы с многочисленными желваками кварца; прослои красных и желтых песчаных и черных кровельных сланцев; наверху — тонкоплитчатый серый кварцит. Отграничение снизу едва ли возможно, но в настоящее время твердо установлено, что большая часть все же принадлежит к нижнему силуру — видимо к тремадоку.

Фауна: *Phycodes circinatum, Dinobolus Loretzii, Megalaspis acuticauda, Asaphus* sp., *Ogygia Guettardi* и неопределимые граптолиты. В верхах выступают местами залежи диабаза и палеопикрита, но они могут быть много моложе.

Нижний рудный горизонт. Осадочная плотная или оолитовая железная руда (тюрингит, шамозит), иногда замещенная «нижним кварцитом» 1—3 *м*.

Фауна: *Orthis* aff. *Lindstroemi, Syringopora* sp. Преимущественное распространение в западной Тюрингии, на востоке часто выклинивается. Этот горизонт, по Дальгрюну, быть может относится уже к аренигу *(X, 11)*.

Грифельный сланец. Сине-серый, очень тонкозернистый глинистый сланец.

Фауна: *Coenograptus linearis, Didymograptus extensus, D. gracilis, Tetragraptus Headi, Conularia modesta, Asaphus marginatus, A. Luthardti, A. radiatus, Ogygia* cf. *corudensis, Megalaspis gladiator, Illaenus Loretzii, Calymene pulchra, C. inopinata.*

Фрейберг (*X, 17*) ставил этот отдел в ландейло, или в горизонт $d\varepsilon$ Богемии. Новейшие находки, по Дальгрюну и Дёйбелю, говорят решительно в пользу более низкого его положения, чуть ли не аренига (зоны 3—5 Эллеса и Вуда), или же богемского горизонта $d\gamma$.

Верхний рудный горизонт. До 2—3 *м* мощности.

Favosites sp., *Echinosphaerites quaerendus, Caryocystites, Arenicolites didema, Orthis notata, Staurospira vermiculosa, Pleurotomaria, Hyolithes striatula, Conularia fecunda* и др. *Aeglina armata, Illaenus perovalis, I. distinctus, Staurocephalus elongatus.*

По Фрейбергу эта свита соответствует границе богемских горизонтов $d\varepsilon$ и $d\zeta$. Пока еще не может быть решено, поднимаются ли грифельные сланцы на такую высоту, или же рудный горизонт следует ставить несколько ниже. Дальгрюн видит в них эквиваленты богемского $d\delta$ (ландейло).

Главный кварцит. Мелкозернистый, частью массивный, частью тонкосланцеватый темный песчаник, иногда связанный с диабазами. Мощность очень сильно колеблется — по Фрейбергу, это соответствует кучам осыпей на побережьи мелкого моря. В общем однако можно все это назвать карадоком ($d\varepsilon$).

Кожистый сланец. Серо-синие шероховатые мелкопесчаные сланцы с мелкими гальками и включениями тонкозернистого кварцита. Фауна в них известна, но находится повсюду только в гальках, т. е. во вторичном залегании. По Фрейбергу, побережье лежало на западе, и там должны были образоваться в приливно-отливной зоне чрезвычайно обильные фауной скопления осадков, давшие начало галечному материалу.

В общем эту свиту можно считать отвечающею аштиллию ($d\zeta$).

Фикодовые сланцы, отчасти и кварцитовые граувакки продолжаются и далее в Саксонии, а на востоке известны в Сланцевых горах долины Эльбы. Здесь видимо в северо-западной Саксонии и находился берег древнего моря. Оно во всяком случае было очень мелким, седиментация же очень усиленной.

d) Готландий

Свита небольшой мощности, сложенная в существенной своей части квасцовыми и кремнистыми сланцами с прослоями охристых известняков, в настоящее время может быть подразделена, по Р. Гундту, следующим образом (*X, 21, 22*).

Нижние кремнистые сланцы около 15—20 *м*.

Monograptus Becki, M. argutus, M. urceolus, M. proteus, M. priodon, M. lobiferus, M. Sedgwicki, Rastrites Linnei, R. maximus, Clinacograptus scalaris, Diplograptus palmeus, D. modestus, D. tamariscus, D. folium.

Наряду с ними попадаются лишь радиолярии. В них можно видеть аналоги английского ландовера (зоны 16—21 Элласа-Вуда), или нижние литенские слои $e\alpha_1$ Богемии.

Нижние квасцовые сланцы и охристый известняк. В то время как в западных частях на кремнистых сланцах залегает охристый известняк до 20 *м* мощности, на востоке непосредственно на них лежат темные квасцовые сланцы. Охристый известняк является серым желваковым известняком с филлитовыми глинистыми пленками, содержащими часто сростки железного карбоната, выветрившегося в охру. Фауна скудная (*Orthoceras bohemicum, Cardiola interrupta*, различные моллюски, *Orthis*). По Гундту, на востоке нижние части квасцовых сланцев с *Monogr. riccartonensis, M. Flemmingi, M. vomerinus, Retiolites Geinitzianus* можно рассматривать как заместителей известняка. Значит это представители зон 22—29 (Эллес-Вуда), т. е. таранноп и уэнлока,— или слоев Мотола ($e\alpha_2$) в Богемии.

Верхние квасцовые сланцы. Характерные граптолиты таковы: *M. bogemicus, M. colonus, M. Nilssoni, M. dubius.* Следовательно это повидимому зоны 30—31, быть может и еще выше до 34. Таким образом здесь же можно подозревать отчасти нижний лудлоу или богемскую зону $e\alpha_3$ и быть может часть зоны $e\beta$.

Общая мощность квасцовых сланцев доходит, по Вурму, до 5 *м*. Богатая граптолитовая фауна Саксонского междуторья показывает в принципе ту же картину.

Ортоцератитовый известняк Эльберсрёйта. Лишь в одной единственной точке во Франкенвальде находится и притом при очень

запутанных условиях залегания серый известняк с красной пятнистостью, обильная фауна которого (120 видов) очень напоминает богемский ярус $e\beta$. Из важнейших форм следует упомянуть (*X*, *45*):

Encrinurus subvariolaris, Cheirurus propinquus, Ch. articulatus, Acidaspis gibbosa, Bronteus (Goldillaenus) Nilssoni, Br. otarion, Br. (Goldius) Neptuni и др., *Harpes Wilkensii, H. gracilis, H. laevis, Orthoceras truncatum, O. lineare, O. irregulare, O. dimidiatum, O. torquatum, O. acuarium* и др.; *Discina subrugata, Pentamerus linguifer, Athyris cingulata, Strophomena concentrica, Bellerophon subcarinatus, Pleurotomaria bistriata, Murchisonia tricincta, Euomphalus ellipticus, Cyclonema antiquum, Trochus ovatus, Patella subradiata, Platyceras cornutum, Holopella trocheata, H. antiqua* и др.; *Praeostrea bohemica, Nucula Protei, Cardiola interrupta, C. spurius, C. persignata, C. consanguis, Dualina subarquata, Patrocardium evolvens, Mila delicata* и т. д. Наряду с ними некоторые иглокожие *(Eocidaris, Asteriocrinus)*, черви и кораллы (*Petraia, Amplexus*). В общем — 15 трилобитов, 19 ортоцератитов, 7 брахиопод, 46 моллюсков.

Вследствие неясных условий залегания (перекрытие диабазовым туфом, подстилание тентакулитовым известняком и верхним девоном), ранее эльберсрёйтские известняки рассматривались, как девон. Рихтер и Шиндевольф установили твердо их силурийский возраст. Вурм считает их самым молодым верхним силуром (нижний лудлоу), в пору ранне-девонской эрозии совершенно почти уничтоженным.

Кремнистые и квасцовые сланцы прослеживаются с совершенно одинаковым строением также и на северо-восток через Саксонию. В Сланцевых горах долины Эльбы, по Питцшу *(X, 36)*, проводится следующее деление:

Черные кремнистые сланцы с *Monogr. priodon, M. Flemmingi M. discus, M. Sedgwicki, M. lobiferus, M. Becki, M. exiguus, M. spiralis* — гала-таранион — верхний ландовер.

Переходные слои с кремнистыми сланцами — *Climacograptus Tornquisti, Monograptus lobiferus, M. turriculatus* — ср. ландовер.

Роговиковые сланцы с глинистыми — нижний ландовер.

Кварцевый песчаник — нижний силур.

Там отсутствуют более высокие зоны.

В общем развитие, судя по этому, здесь, как и в Богемии и в западных Судетах, чрезвычайно сходное, во всяком случае до нижнего лудлоу, где отношения начинают изменяться.

е) Девон

Во всей Саксо-тюрингенской глыбе нижний девон отсутствует, да и средний девон присутствует далеко не везде. Верхний девон распространен гораздо шире, однако и в нем проявляются очень резкие смены фаций.

Средний девон. Типичное строение находится в Тюрингии и в северных частях Франкенвальда. По К. Вальтеру *(X, 54)*, можно дать следующий профиль, считая снизу вверх:

1. Черные песчано-известковые светлые выцветающие глинистые сланцы, трансгредирующие на различные силурийские горизонты. Перерыв — наибольший на северо-востоке.

2. Узловатые сланцы с песчано-известковыми обогащенными марганцем желвачками, содержащими следующую фауну: *Favosites polymorpha, F. reticulata, Strophomena minor, Chonetes curta, Spirifer* cf. *Nerei, Avicula, Platyceras, Styliola laevis, Tentaculites Geinitzianus, T. infundibulum, Orthoceras* sp., *Trimerocephalus micromma, Odontochtile* sp., *Machaeracanthus bohemicus.*

К. Вальтер указал на своеобразную связь желвачковых сланцев с более древними рифообразными выходами охристых известняков и считал их лишь отчасти эквивалентом богемского горизонта *gα*, а главным образом местной фацией верхних нереитовых слоев.

3. Тентакулитовые и нереитовые сланцы с случайными прослоями песчано-конгломератов и с обильной, но очень однообразной фауной *(Styliola laevis, Tentaculites acuarius, Nereites thuringiacus, Strophomena minor).*

Общая мощность дана Вурмом в 150—200 *м (X, 57).* К. Вальтер думает, что верхние части среднего девона отсутствуют, но это еще вовсе не доказано. Средний девон лежит несогласно, трансгредируя на различные силурийские горизонты, причем наибольшие пропуски имеются на востоке. В Тюрингии, по Дёйбелю, развитие чрезвычайно переменчиво, а кое-где средний девон и совсем выпадает. Дёйбель *(X, 12)* сюда же причисляет пластовые жилы диабаза и палеопикрита, проникающие ниже в силур.

Нереитовые слои во всяком случае распространены еще в Саксонском фогтланде, тогда как далее на востоке, особенно между Рудными и Гранулитовыми горами, о них ничего не известно. Они отсутствуют также и на юге, где прослеживаются в большей мере до северного края Мюнхбергского гнейсового массива, в то время как еще южнее трансгредирует верхний девон.

Верхний девон. Для низов верхнего девона (I) во всей области прежде всего характерны диабазы, диабазовые туфы и шальштейны (подводные туфы), иногда достигающие мощности по крайней мере свыше 100 *м*. С ними как будто бы связан мантикоцерасовый известняк с двумя фациями.

В коралло-брахиоподовой фации выступают туфовые граувакки и песчаники с известняковыми линзами. Фауна:

Spirifer Verneuili et var., *S. Archiaci* et. var., *S. tenticulum, Atrypa reticularis, Phillipsastraea ananas, Favosites* cf. *cristatus, Petraia, Euomphalus.* Иногда встречаются конгломераты, переходящие в серые известняки с *Buchiola retrostriata* и *B. palmata.* К этому нижнему отделу принадлежат тоже планшвицкие туфы (*Favosites celleporata, Cyathophyllum caespitosum, Atrypa reticularis),* туфо-брекчии Киршкау *(Manticoceras),* шальштейны Шлейца. Далее сюда относится у Вильденфельса в Саксонии серия диабазового мандельштейна, черного криноидного известняка *(Cyathophyllum caespitosum, C. helianthoides, Phillipsastraea Hennahi, Amplexus, Rhodocrinites verus, Cyathocrinites pinnatus)* и сланцев с брахиоподовым известняком *(Buchiola retrostriata, B. palmata* и др., *Cardiola* cf. *concentrica,*

Atrypa aspera, Megalodon oblongus, Spirifer Verneuili) по Г. Беккеру (1925).

Фауна головоногих залегает тоже на шальштейне в линзовидном известняке, доходящем до 8 *м* мощности, и содержит среди прочих: *Manticoceras cordatum, M. asulcatum, M. crassum, Tornoceras simplex, Beloceras multilobatum, Crickites Holzapfeli, Buchiola, Entomis*, тентакулитов. Значит это зоны Iγ и Iδ, так что диабазы в сущности и здесь являются представителями нижней части мантикоцерасового горизонта.

С подводными вулканическими выбросами связаны во Франкенвальде залежи красного железняка.

Более высокий верхний девон во Франкенвальде развит порою в виде сланцевато-известняковой фации, значительно более богатой фауной. Шире всего распространены линзовидные известняки (краменцельские). По Вурму, редко вся свита оказывается чисто известняковой; чаще известняки представляют собою отдельные линзы, включенные в пестрые сланцеватые глины. Фауна сланцеватых глин ограничивается обычно остракодами и тентакулитами. Из известняков можно упомянуть лишь выборочно наиважнейшие виды (*X, 44, 46, 47*).

II. *Хейлоцерасовый горизонт.* У Гаттендорфа серые и красные линзовидные известняки около 13 *м* мощностью. Две подзоны (*Cheiloceras subpartitum* и *Ch. ultimum*) легко различимы. Фауна: *Cheil. subpartitum, Ch. Verneuili, Ch. Pompeckji, Ch. ultimum, Ch. cervispina, Sporadoceras biferum, Dimeroceras Guembeli, Pseudoclymenia planidorsata.* Наряду с ними: *Phacops laevis, Ph. caecus, Cyrtosymbole planilimbata, Proetus Guembeli, Loxonema Kayseri, Enkebergia semiglobosa, Posidonia venusta, Buchiola retrostriata, B. palmata, Praecardium vetustum* и другие многочисленные моллюски, *Lingula subparallela* и т. д.

III. *Пролобитовый горизонт.* У Гаттендорфа — серые известняки в 3,6 *м*. *Pseudoclymenia Sandbergeri* и др., *Cyrtoclymenia involuta, C. sulcata* и др., *Genuclymenia Borni, Platyclymenia prorostriata* и др. Тут же: *Phacops, Proetus, Orthoceras, Loxonema arcuta, Posidonia venusta, Buchiola palmata* и т. д.

IV. *Постпролобитовый горизонт.* У Гаттендорфа линзовидные известняки в 2,40 *м* мощностью. *Sporadoceras spirale, Platyclymenia annulata, Postprolobites Jakowlevi, P. Frechi, P. medius, Platyclymenia Quenstedti, Pl. Ruedemanni, Pl. intracostata.* Тут же: *Trimerocephalus griffithides*, остракоды, моллюски.

V. *Левигитовый горизонт.* У Гаттендорфа линзовидные известняки в 5,60 *м*. *Imitoceras discoidale, Sporadoceras Wedekindi, Cymaclymenia striata, C. ornata, Laevigites Hoevelensis, L. spiratissimus, Oxyclymenia undulata, O. subundulata, O. bisulcata, Gonioclymenia speciosa.* Наряду с ними: *Trimerocephalus griffithides, Drevermannia, Proetus oblongus* и др.,

Orthoceras cinctum, Loxonema arcuata, гастроподы и моллюски.

VI. *Воклумериевый горизонт.* Линзовидные известняки в 0,40 *м*. *Cyrtoclymenia angustiseptata, Cymaclymenia striata, Oxyclymenia bisulcata, O. linearis, Kalloclymenia subarmata.* Вместе с ними: *Phacops cryptophtalmus, Drevermannia carnica, Typhloproetus Schindewolfi, Proetus palensis, Posidonia venusta* и др.

VII. *Гаттендорфиевый горизонт.* Пестрые сланцы и на них известняки в 6—7 *м* мощностью. *Imitoceras Gürichi, I. Denckmanni, I. intermedium, Gattendorfia subinvoluta.* Тут же: *Entomis serratostriata, Orthoceras*, криноидеи и кораллы. Этот горизонт, как известно, относится Шиндевольфом к девону, Г. Шмидтом — к карбону. Здесь, как и в Силезии, несогласие во всяком случае проходит в его верхах (стр. 281—282 и 550).

К югу, по Вурму, пестрые сланцы исчезают, и в окружении Мюнхбергского гнейсового массива известняки появляются лишь в виде случайных линз в свите граувакк, повидимому связанных со светлыми кремнистыми сланцами; точное стратиграфическое положение последних однако по сие время еще неизвестно. Область эта уже отличается от северной части отсутствием среднего девона.

Накопление осадков в верхнем девоне как будто бы и далее к северу шло крайне неспокойно. Так между Маркгрюном и Рейхенбахом, продолжаясь на протяжении около 50 *км* и видимо в тесной связи с верхне-девонскими диабазами, появляются грубые гранитные конгломераты и граувакки, выражающие наличие очень сильно смытой додевонской антиклинальной зоны (рейтценштейнские конгломераты). Недавно кроме того удалось найти коренной выход этих во всяком случае не слишком далеко перенесенных галечных компонентов. Поразителен относительно сильно-метаморфический характер конгломератов. Вурм с оговоркою ставит их в основание верхнего девона, но не вполне исключена возможность более молодого (кульмского) возраста их. Еще далее на северо-запад известняки встречаются реже и свита становится преимущественно сланцевой; в восточной Тюрингии различаются сверху вниз:

Глинистые сланцы с *Posid. venusta.*
Известково-желваковые сланцы.
Кварцит.
Известково-желваковые сланцы.
Цитридиновые сланцы.

И в этой свите тоже порою недостает того или иного члена.

Деление девона в Саксонском фогтланде тесно примыкает к описанной последовательности (тентакулитовые сланцы, диабазы, сланцы с желваками известняка), но не всегда он столь явственно расчленяется на зоны. Видимо это развитие продолжается севернее Гранулитовых гор к северо-востоку. Напротив далее на юг о продолжении говорить с уверенностью нельзя. У Вильденфельса еще известны верхне-девонские известняки, и Коссмат сюда же причи-

сляет диабазы и сланцы, лежащие южнее, у Лесниц-Цвёниц. В междугорьи, т. е. между Рудными и Гранулитовыми горами наоборот прежде принятое распространение девона стало сомнительным благодаря новым исследованиям Г. Беккера *(X, 3)*. Ранее считавшиеся девонскими граувакки и сланцы, в которых почти отсутствуют включения известняков, все же по преимуществу оказываются нижне-карбоновыми, а диабазы могут быть частично гораздо старше. По Беккеру получается, что тут перед нами отношения, сходные с теми, что имеются в обрамлении Мюнхбергского гнейсового массива, но только верхне-девонская свита здесь еще более сокращенная. Поражает между тем наличие богатых фауной верхнедевонских известняков в верхне-карбоновых конгломератах у Гайнихена.

Еще восточнее, в Сланцевых горах на Эльбе, Питцш описал (*X, 36*) свиту из диабаза, диабазового туфа, пестрых сланцев и известняков, немую и довольно сильно метаморфизованную. По петрографическим соображениям она считалась частью девона. После же того как в Лаузице совершенно такая же свита оказалась нижнекембрийской (стр. 546) и после того как в междугорьи пришлось вычеркнуть девон, положение этой группы пород несколько поколебалось.[1]

f) Нижний карбон

Расчленение нижнего карбона Тюрингии и Франкенвальда еще в значительной мере не полно, что зависит от сравнительно скудного содержания фауны и от сильной изменчивости фаций.

Наиболее глубоким горизонтом считаются лишь известные в окрестностях Гофа сланцы — серые, песчано-глинистые с фосфоритами. Вместе с целым рядом наземных растений[2] они содержат морскую фауну карбоно-девонского переходного характера:

Protocanites geigenensis, Orthoceras striolatum, Productus plicatus, Pr. concentricus, Dalmanella Michelini, Dechenella hofensis, Phillipsia cf. *aequalis, Proetus angustigenatus, Microcyclus geigenensis, Griffithides.* Тут же известны многочисленные гастроподы, моллюски и брахиоподы.

Г. Шмидт (*V, 128*) ставит эту фауну в самые низы нижнего карбона (Iβ), может быть непосредственно в верхнюю зону гаттендорфиевого горизонта, согласно ему принадлежащего к I α (по Шиндевольфу — верхний девон VII).

Далее на севере этот горизонт отсутствует, и на гаттендорфиевый горизонт трансгредируют более высоколежащие слои. У Шлейца и Цабельсдорфа свита начинается горизонтом с фосфоритовыми желваками, на котором залегает маломощный каменноугольный известняк, а на нем — глинистые сланцы с песчаниками и кремнисто-фосфоритовыми желваками. Нижние фосфориты и быть может часть

[1] Тем более, что в карбоне там встречается много силурийского материала, а девон почти вовсе отсутствует (согласно сообщению Э. Бедерке).

[2] *Cardiopteris Hochstetteri, Rhodea, Neuropteris antecedens, Archaeopteris dissecta, Asterocalamites scorbiculatus, Sphenophyllum saxifragaefolioides, Lepidodendron Veltheimianum.*

известняков в Тюрингии в высокой степени замещаются темными углистыми кровельными сланцами с фосфоритами и серным колчеданом (так называемым «Russchiefer»). Из кремнисто-фосфоритового горизонта в верхах Шиндевольфом (*X, 49*) описана фауна: *Cycloceras lateseptatus, Phacoceras (?) franconicum, Imitoceras Wurmi, I. apertum, Protocanites quadratus, Acrocanites multilobatus, Pericyclus dilatatus, P. carinatus, P. perisphinctoides, Münsteroceras euryomphalum.*

Господствует общее мнение, что эта фауна принадлежит перициклусовому горизонту (турнэ). Шиндевольф однако переставляет ее в более высокую зону последнего (IIδ и IIε), тогда как Шмидт рассматривает ее, как более глубокую зону перициклусового горизонта (IIβ), из чего все же явствует, что положение этих сланцев соответствует низам нижнего карбона.

Во Франкенвальде также эта свита, отчасти связанная с известняками, залегает несогласно на девоне; она однако иногда полностью отсутствует, и тогда нижний карбон начинается грубообломочными отложениями.

На юге выступает неоднократно, в особенности в обрамлении Мюнхбергского гнейсового массива, каменноугольный известняк (Трогенау), который однако почти несомненно принадлежит отчасти к более высокому горизонту, как это показывает следующая фауна: *Prod. giganteus, Pr. semireticulatus, Pr. sublaevis, Chonetes comoides, Spirifer striatus, Streptorhynchus, Imitoceras* n. sp., *Bellerophon, Euomphalus, Aviculopecten, Posidonomya, Cyathaxonia, Syringopora.*

Фауна говорит в общем за визейский возраст (III); Шиндевольф предполагает отчасти несколько меньшую древность, Г. Шмидт ставит известняки Трогенау в зону IIIα. По Вурму, не исключается возможность, что тут выходят различные известняковые горизонты (*X, 57*).

Судя по этому, более низколежащий нижний карбон на юге — в окаймлении Мюнхбергского гнейсового массива отчасти состоит из известняков, в то время как далее на северо-западе преобладает сланцевый состав; особенно в восточной Тюрингии наличие кульмских кровельных сланцев вызвало сильное развитие добычи их в каменоломнях (Леэстен). [1]

Верхний отдел (самый верхний кульм) наоборот почти повсюду песчано-конгломератовый. Конгломератовые горизонты достигают значительной мощности и содержат различные, в том числе и кристаллические компоненты, Вурмом возводимые к суше, расположенной на западе и юго-западе. Так как в «верхнем кульме» иногда встречаются гальки каменноугольного известняка, то приходится считаться с внутри-нижне-карбоновым перерывом слоев, которые однако нельзя еще датировать с полной точностью при не утвердившемся еще положении отдельных линз каменноугольного известняка. Ископаемые — рядом с очень редкими *Posidonia Becheri* — лишь известные нижне-карбоновые растения. С верхним кульмом вероятно

[1] Здесь из ископаемых попадаются в большом количестве лишь проблематические образования *Dictyodora Liebeana.*

связаны, согласно Вурму, кератофиры, быть может имеющиеся и в Саксонии (Беккер).

В Саксонии развитие очень сходное. Коссмат *(X, 26)* различает нижний отдел слюдистых сланцев с граувакковыми песчаниками и прослоями известняков (криноидеи, фораминиферы), и верхний отдел, в котором оказались лишь наземные растения,[1] носящий по преимуществу грубообломочный характер. Отдельные выходы вероятно кульмских граувакк известны до самого Лейпцига на севере. То же двучленное деление на нижний горизонт сланцев с известковыми граувакками и верхний горизонт с кремневыми и кремнистыми сланцами, брекчиями и конгломератами описано Питцшем и в Сланцевых горах долины Эльбы.[2]

g) Верхний карбон

В противовес кульму, покрывающему собственно почти всю северную часть области до края Пихтовых и Рудных гор, верхний карбон сконцентрирован в древней впадине между Рудными и Гранулитовыми горами.

Низы верхнего карбона. В самое последнее время сюда стали причислять ранее относившиеся к кульму слои Гайнихена и Борны восточнее Хемница. Стратиграфически можно отличать нижний конгломератовый отдел, среднюю зону с содержащими флору сланцами и непромышленными углями и верхнюю зону с очень грубыми гранитовыми конгломератами. Конгломераты содержат тальку всех соседних более древних пород, но главный перенос повидимому совершался с севера (Беккер); достойны замечания включения девонских и карбоновых известняков, которых в окрестностях в коренных выходах вовсе не имеется. Флора содержит наряду с нормальными нижне-карбоновыми элементами следующие «вальденбургские» формы:

Sphenopteris distans, Alloiopteris quercifolia, Sphenopteris divaricata, Adiantites oblongifolium, Pecopteris aspera и еще выше *Spenophyllum cuneifolium.*

Намюрский возраст гайнихенских слоев поэтому вполне правдоподобен, и тем самым главное несогласие в основании их оказывается судетским.

Верхи верхнего карбона. Область седиментации передвинулась во время верхнего карбона к юго-западу (Беккер). В настоящее время южная кайма прослеживается по краю рудногорских филлитов от Флёга у Хемница через Лугау-Эльсниц до Цвиккау. Пласты, падающие к северу в виде бассейна, но большей части покрыты красноцветными отложениями, так что истинное их протяжение неизвестно.

Свита начинается на западе мелафировым покровом, на котором нагромождается до 400 *м* песчаников и сланцеватых глин

[1] *Lepidodendron Veltheimi, Asterocalamites scorbiculatus, Sphenopteridium dissectum, Cardiopteris polymorpha, Neuropteris antecedens, Rhacopteris inaequilatera.*

[2] Кульм Лаузица обсуждался ранее; нужно лишь отметить, что там он налегает со значительно бо́льшим перерывом на древнепалеозойские породы.

с угольными прослоями; известно до 11 пластов угля, из которых некоторые становятся очень мощными (6—8 *м*). Далее на востоке (Лугау) свита повидимому вследствие допермской эрозии сильно сокращается и содержит лишь 8 по толщине крайне колеблющихся угольных пластов. В самой восточной части содержание угольных пластов еще меньше; здесь порфировый покров выступает внутри этой свиты.

Содержание растительных форм в верхнем карбоне очень обильное. Как важнейшие следует назвать:

Sigillaria tesselata, S. elongata, Calamites Suckowi, Annularia stellata, Pecopteris Pluckeneti, Sphenopteris furcata, Neuropteris tenuifolia, кордаиты.

Повидимому тут мы имеем дело главным образом с верхневестфальскими (или стефанскими?) слоями, подробнее не подразделенными.

Несогласное налегание на древний палеозой и на намюр указывает на нижне-карбоновую складчатость (рудногорскую фазу Коссмата).

Остатки верхне-карбоновых отложений известны в различных точках Рудных гор. Некоторое значение имеет выход у Брандау между катаринабергским и фрейбергским куполами *(X, 39)*. Здесь песчаники с 4 пластами антрацита вероятно верхне-вестфальского возраста несогласно залегают под грубыми конгломератами и красными песчаниками с порфировым туфом лебахского горизонта. По Пуркыне, простирание карбона — рудногорское, а красноцветных толщ — судетское. Этим намечается некоторая связь между рудногорским и северо-богемским бассейнами, так что общее поднятие Рудных гор должно было произойти лишь весьма поздно.

h) Красноцветная толща

В то время как верхние оттвейлерские слои, во всяком случае так же как и нижняя красноцветная толща, отсутствуют в рудногорском бассейне, «средний» отдел красноцветных отложений достигает мощности до 600 *м* и заходит далеко через карбоновую впадину на север и северо-запад. Свита лебахских слоев состоит из грубых конгломератов, пестрых песчаников и сланцеватых глин с прослоями кварцевых порфиров и мелафиров вместе с их туфами. Вулканические продукты к северу увеличиваются в количестве.

Флористически «средняя красноцветная толща» характеризуется *Walchia piniformis, Callipteris conferta, Sphenopteris Naumanni, Calamites leioderma* и окремнелыми стволами араукаритов и папоротников (окаменелый лес в порфировых туфах Хемница).

Верхняя красноцветная толща лежит слабо несогласно на выгнутой мульдообразно лебахской серии. Она заходит на далекие пространства в северо-западную Саксонию; мелкообломочные конгломераты, красные глины и песчаники преобладают.

Несколько иное развитие господствует далее на востоке, принадлежа другой внутренней впадине — Дёленскому бассейну

у Дрездена. Здесь присутствует нижняя красноцветная толща, начинающаяся порфиритовым излиянием; за ним следуют около 100 *м* песчаников, конгломератов и сланцеватых глин с небольшими пластами угля.[1] В верхах дальше идет средняя красноцветная толща с порфировыми излияниями и прослоями известняка, содержащими лебахскую фауну стегоцефалов и пеликозавров.[2]

Возможно, что средние красноцветные отложения продолжаются далее к северо-западу и находятся в связи с горючими сланцами (эстериевыми) и порфиритовыми покровами Вейсига у Дрездена.

По истории своей Дёленский бассейн, надо думать, независим от рудногорского, что выражено уже хотя бы его северо-западным простиранием в противоположность северо-восточному простиранию рудногорского бассейна (*XII, 14*).

Сильная вулканическая деятельность в среднем отделе красноцветной толщи господствует в восточных Рудных горах, а осадочных пород там вовсе не сохранилось.

Третий внутренний бассейн лежит на северо-западе, т. е. в мульде между Гранулитовыми горами и Северо-саксонским седлом от Оттервица до Стрелы. Южный край этого седла, согласно Коссмату, образовался благодаря допермским сбросам. В широкой мульде слагается мощная красноцветная свита, правда главным образом состоящая из изверженных пород. Сверху вниз можно различать (*X, 55*):

Верхняя красноцветная толща.
Пироксеновый гранитный порфир.
Пироксеновый кварцевый порфир.
Верхние туфы.
Кварцевые порфиры Фробурга, Гриммы и т. д.
Рохлицкий кварцевый порфир.
Нижние туфы или заальгаузенские сланцы и песчаники.
Порфирит.
Мелафир.
Нижние туфы.

Эта последовательность выдержана не повсюду, отдельные изверженные покровы заменяют друг друга с юго-востока на северо-запад, таким образом обнаруживая вероятное передвижение вулканического центра в этом направлении; лишь рохлицкий порфир распространен более широко и, по Веттигу, он отчасти лакколитообразно внедрен в более древние осадки. Заальгаузенские слои состоят из чередующихся прослоев горючих сланцев, мергелей и песчаников, в которых встречаются *Acanthodes gracilis, Xenacanthus Decheni, Sphenopteris germanica, Odontopteris obtusa, Callipteris Naumanni, Calamites gigas, Walchia pinitormis, W. filliciformis.*

[1] Флора: *Pecopteris arborescens, Annularia longifolia, Calamites Cisti, Callipteris conferta, C. neuropteroides, Goniopteris feminaeformis* и т. д. Ср. с Э. Кренкелем, лист „Дрезден" геологической карты Саксонии, 1915.

[2] *Pantelosaurus saxonicus, Branchiosaurus amblystomus, Archegosaurus Decheni, Melanerpeton, Acanthostoma, Hylonomus, Discosaurus, Palaeohatteria* и т. д.

Они образуют местную фацию, иногда замещающуюся туфами. Эта свита изверженных и осадочных пород приписывалась обыкновенно среднему отделу красноцветных отложений (лебахским слоям), но Веттиг предполагает, что возможен нижне-красноцветный возраст и первоначальная связь с Дёленским бассейном.

Опять-таки иным фациальным характером обладает маленький красноцветный бассейн Штокгейма в западной части восточно-тюрингенской мульды (*X*, *57*). Накопление осадков начинается в нижнем красноцветном отделе порфировыми брекчиями и конгломератами; относящиеся сюда изверженные породы и туфы в коренных выходах неизвестны. На этих до 100 *м* мощности обломочных породах залегает угольный пласт (2—4 *м*) с темными содержащими остатки растений углистыми сланцами и песчаниками и конгломератово-песчаная свита примерно в 500 *м* мощности. Важнейшие растения таковы:

Pecopteris arborescens, P. Pluckeneti, P. Candolleana и др., *Callipteridium gigas, Callipteris conferta, Odontopteris obtusa, Neuropteris Planchardi, Linopteris Germari, Cyclopteris trichomanoides, Calamites Suckowi, Annularia stellata, Sphenophyllum longifolium, Walchia filiciformis, W. piniformis*, кордаиты, *Cardiocarpus, Trigonocarpus* и т. д. Фауна следовательно носит смешанный характер, но *Walchia* и *Callipteris* несомненно говорят за красноцветный возраст. Представлен ли тут нижний или также и средний отделы — еще твердо не установлено. Верхний красноцветный отдел (1 200 *м*) по составу гораздо равномернее; он сложен пестрыми аркозами с диагональной слоистостью, в середине которых проходит горизонт с изобилующими известью желваками.

Далее на юге выступают красноцветные слои по юго-западному краю Мюнхбергского массива (Людвигшорграст) и по краю Пихтовых гор между Геммердсдорфом и Айгеном. Их стратиграфическое положение в подробностях неизвестно. По Вурму, они может быть связаны в юго-восточном направлении с более крупным красноцветным комплексом Эрбендорфа и Вейдена, здесь по юго-западному краю Богемского массива образующего междугорную впадину, в которой красноцветные отложения доходят до 1 500 *м* мощности. Расчленение и постель (? верхний карбон) до сего времени еще неизвестны.

3. ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОБЗОР

Неопределенность отграничения альгонкия и кембрия и большая редкость ископаемых в настоящее время делают еще невозможным точное очертание древней области накопления осадков. Все же можно утверждать, что парагнейсы Рудных гор, веезенштейнские и кланшвицкие граувакки, часть филлитовой формации Франкенвальда и Пихтовых гор принадлежат такой же области осаждения, что и средне-богемский альгонкий, так что перед Молданубской глыбой находился на севере более глубокий бассейн, простиравшийся от Тюрингии до самых западных Судет.

О кембрии сведения тоже еще отрывочны; базальное несогласие нигде с точностью не указывается. Вурм считает, что нижний кембрий в Пихтовых горах во франкенвальдском их отрезке отсутствует, и что этот район попадает в пределы обширного северо-южного барьера, который был вдвинут между Англией и Балтикой. В Лаузице в то время во всяком случае уже было море,[1] тогда как нижний кембрий баррандова комплекса быть может и не был морским. Средне-кембрийская трансгрессия погрузила всю эту область под уровень моря и установила связь между Скандинавией, Богемией и Южной Европой. Здесь обнаруживается уже отчетливая дифференцировка фаций, причем «баварская фация» фогтландской мульды со своими красными сланцами, песчаниками, парадоксидовыми и конокорифовыми слоями отчетливо отделяется от однообразных филлитов и кварцитов Тюрингии. Связь с Богемией, с Лаузицем и с Польским среднегорьем по меньшей мере вероятна. Аналогия с Богемией заключается и в возобновившейся регрессии верхнего кембрия, которая вероятно ровно охватывала всю область и, надо думать, и в Саксо-тюрингенской глыбе тоже связана была с излияниями (гнейсо-граниты, кератофиры, порфириты Тюрингии, серицитовые и хлоритовые гнейсы Саксонии).

Ордовицкая трансгрессия отчетливо видна, отношения же в это время колебались. В окрестностях Мюнхберга тремадок развит в типично богемской фации, но наоборот здесь отсутствуют верхи нижнего силура. Тюрингия и Саксония обнаруживают мощную во много сот метров свиту мелководных осадков и намек на береговую линию на западе и севере Саксонии. Фациальное сходство с Богемией проявляется неоднократно, несмотря на скудость ископаемых остатков. Сплошной «перешеек», отделявший эту область от Балтийского моря (Frex, Lethaea geogn. II, 1902, табл. 2), согласно новым находкам в Богемии едва ли можно принять: здесь характерен неуклонно опускающийся, но постоянно интенсивно заполняющийся осадками бассейн с мелями и островами («порогами»), подвергавшийся дифференциально эпейрогеническим движениям. Лишь в верхнем силуре наступает вместе с более глубоководной фацией (маломощные кварцово-кремнистые сланцы с граптолитами) более общее погружение вполне однородного характера.

В самом верхнем силуре начинается совершенно отличное от Богемии развитие. Хотя известняковые прослои прослеживаются еще вплоть до области фогтландской мульды (Эльберсрёйт), так что здесь вполне могла проходить связь с рейнскими землями и Гарцем, однако уже в даунтоне во всяком случае большая часть глыбы оказалась приподнятой и таковою оставалась в виде суши в течение всего нижнего девона. Противоположность с Богемией здесь очень сходная с тою, что встречена нами в западных Судетах.

В среднем девоне начинается возобновленная инсгрессия моря, которая однако вскоре приобретает значение только на се-

[1] Которое продолжалось до Англии и Польши.

вере и не достигает ни Мюнхбергского массива ни Рудных гор. Углубление и распространение моря продолжается и в верхнем девоне и связано с вновь наступившей эруптивной деятельностью. Верхний девон заходит далее на юг, пожалуй до Пихтовых и Рудных гор. Фация на севере однотонная песчано-сланцевая, в то время как к югу увеличивается число известняковых прослоев. Ход этой девонской трансгрессии, повидимому образовывавшей бухты в каледонской суше, фациально не раз напоминает западные Судеты, но вследствие своего более раннего начала и участия изверженных пород она обладает особыми чертами, отчасти сходными с восточными Судетами. Так как в Лаузице девон отсутствует, и его участие в строении Сланцевых гор долины Эльбы

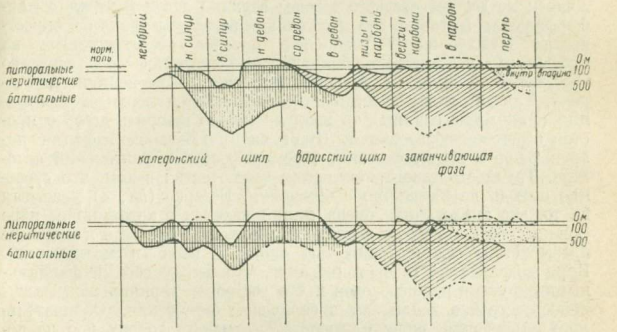


Рис. 173. Эпейрогенические кривые тюрингенской (наверху) и баварской (внизу) фаций палеозоя.

находится под вопросом, то девонский отрог суши к востоку от Рудных гор должно быть довольно далеко выдавался к северу и лишь в верхнем девоне он постепенно был залит морем.

В нижнем карбоне почти сразу наблюдается наступление региональной регрессии, которая с различной скоростью оказывается преодоленной морем. Во всяком случае горизонт с *Protocanites* и *Gattendorfia* представлен не везде и лишь перициклусовый горизонт распространен повсеместно. Опять имеются аналогии с Судетами — в концентрации карбонатной фации в нескольких южных мелководных областях и грубокластическом строении верхнего кульма. Обработка морем каменноугольного известняка возобновившейся трансгрессией в верхнем визе (по Вурму) должна быть отмечена.

Верхне-карбоновый цикл ограничен лишь впадиной между Рудными и Гранулитовыми горами; к началу перми последняя расширяется, с ней сливаются Дёленский и Штоккахский бассейны

и северо-западно-саксонская мульда, и только далеко зашедшее выравнивание в красноцветное время создает условия для более регионального распространения верхнего отдела красноцветных отложений. Эта фаза внутренней впадины сильно напоминает западные Судеты.

Вурм (*X, 58, 60*) указал на то, что в Саксонско-тюрингенской глыбе различаются очень отчетливо две фации. Главная область — тюрингенская фация, обнаруживает кембрийские филлиты, мощный нижний силур с фикодовыми сланцами, трансгредирующий средний девон, сланцевато-глинистый верхний девон и кульмскую фацию нижнего карбона. Меньшая область баварской фации обладает содержащим органические остатки средним кембрием, а от нижнего силура — лишь базальными слоями (тремадоком); не достает среднего девона; верхний девон и нижний карбон развиты частично. Эта несплошная баварская фация в окрестностях Мюнхбергского гнейсового массива локализирована на юго-западе, а внутри обнаруживает тектоническое единство (фогтландская мульда), продолжающееся в северо-восточную сторону. Так как далее на юге еще раз появляется тюрингенская фация (фикодовые сланцы), то вряд ли можно говорить здесь о простом береговом образовании. Вурм видит в баварской фации покров южного происхождения, перекрывающий тюрингенский автохтон. Трудность такого понимания заключается в том, что строение отнюдь не идентично с богемским. Бедерке (*IX, 4*) указывал на то, что аналогичная смена фаций имеется в автохтонном ядре Совиных гор; а потому явление это может быть понято и в смысле прерывистой седиментации на «пороге» (или в мелкоморье). Вурм возразил на такое толкование, что между обоими фациальными округами нет переходов и что «острова» тюрингенской фации непосредственно всплывают в баварском окружении. Окончательного объяснения, вполне удовлетворительного, до сих пор не последовало.

4. РЕГИОНАЛЬНОЕ ОПИСАНИЕ

а) Южная седловая полоса (Пихтовые горы—Рудные горы)

Как ранее было уже изложено, принадлежащие еще к молданубскому комплексу слюдяные сланцы Тилленских гор (западное продолжение Теплерского нагорья) падают к северо-западу под частично завуалированные третичными отложениями филлиты Эгерского бассейна. Эти филлиты как будто бы могут быть приравнены к баррандову альгонкию. Они сложены в крутые складки, осложненные мелкой плойчатостью. Из положения двух сходящихся к северо-востоку мраморных полос Вурм выводит в широком смысле крутое мульдовое строение с тенденцией к опрокидыванию к северо-западу (*X, 57*). Филлиты прорваны более молодыми сиенитами (редвицитами) и несогласными гранитами (Штейнвальд).

Филлиты образуют юго-восточный склон к северо-западу поднимающегося пихтовогорского купола, в ядре которого залегает мо-

лодой гранит. Купол, как таковой, таким образом заложен в догранитовое время; в ядре его обнаруживаются ортогнейсы, на юге (в Вунзиделе) непосредственно перекрытые филлитом, тогда как на севере при постоянном северо-западном падении имеется видимо согласный и постоянный переход гнейса в слюдяные сланцы, филлит и древне-палеозойские глинистые сланцы (см. рис. 179).

В филлитах по юго-западному краю господствует периклинальное залегание, так что купол здесь имеет падение оси к юго-западу, прежде нежели она исчезает у пихтовогорской краевой трещины под мезозоем Верхнего Пфальца. Как сильно выражена в куполе сложная микроструктура — еще не установлено; поразительно, согласно Вурму, случайное выклинивание средней слюдяно-сланцевой зоны (тектоническое ущемление?) и полнейшее отсутствие диабазов, которые в северной палеозойской мульде выступают в огромном количестве. Согласие гнейсов с палеозоем может быть вторичное.

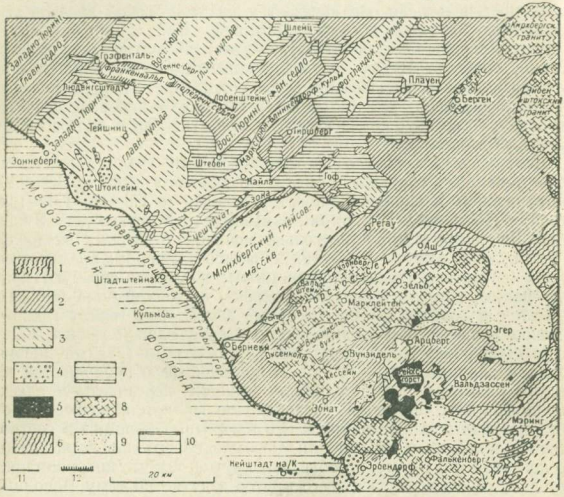
Центральный вероятно верхне-карбоновый гранит состоит из более или менее согласно залегающего главного штока с СВ — ЮЗ направлением и западной, простирающейся с СЗ на ЮВ пристройки (Кёссейне). Вместе они замыкают гнейсовую бухту Вунзиделя. На севере имеется несколько меньших отдельных внедрений в филлитовую епанчу. Интрузия началась с основных предшественников (сиенитовые граниты, редвициты); последние образуют краевую фацию, которая в полузатвердевшем состоянии была прорвана гранитом и разбита им на отдельные глыбы. Сам гранит главным образом являет собою среднезернистый двуслюдяной гранит, магма коего была очень богата летучими компонентами (рудный пневматолиз, оловянные руды и т. д.). В жильной фазе проявляются наряду с аплитами мезопротеробазы, минетты, керсантиты и слюдяные порфириты. Текстура беспорядочно-зернистая, но все же отчетливо видны направленные к СЗ поперечные трещины в соответствии с тектоникой обрамления. Обрамление это еще не выяснено, но контакты, по Вурму, преобладают крутые, так что интрузия представляет собою вероятнее всего крутое вздутие по типу Исполиновых гор (рис. 174).

Падение оси на СВ опять сворачивает к СВ, и вздутие облечено филлитовым покровом. Постоянная связь к югу здесь уже нарушена третичными бассейнами Фалькенау — Карлсбада и их продолжением — Рудногорским краевым разломом. В мощном широко распространенном кембро-альгонкском покрове этой поперечной мульды между Пихтовыми и Рудными горами имеется большой идущий с северо-запада на юго-восток гранитный массив Нейдек — Эйбеншток со своим северным продолжением — эллиптическим гранитным массивом Кирхберга.

Гранит Эйбенштока — двуслюдяной гранит, богатый литионитом [1] и турмалином, содержащий наряду с ортоклазом много альбита; он происходит, как и пихтовогорский гранит, из богатой газами магмы. На юге он примыкает к несколько более древнему био-

[1] *Прим. ред.* Литиевая слюда.

титовому граниту Карлсбада; кирхбергский гранит на севере содержит только темную слюду. Все эти граниты очень полого падают под филлитовый покров и в глубине вероятно объединяются в одну обширную массу (Коссмат). Весьма характерны для них идущие на северо-запад поперечные трещины, выполненные железо-марганцевыми рудами. Далее, согласно Коссмату, поразительны включения тонкозернистых аплитовых шлиров, как бы взвешенных в основной


Шленц
Плауэн
Берген
Зонненберг
Штокхейм
Регау
Ауэ
Шварценберг
Цвикау
Цельтиц
Маркнеукирхен
Эльстер
Эльстерберг
Эльстерквелле
Обершлема
Обершлема
Аннаберг
Ауэрсберг
Ауэрсберг
Ауэрс

на поверхности появляется гигантский рудногорский купол с совершенно отличным строением (*X, 19, 25, 28*).

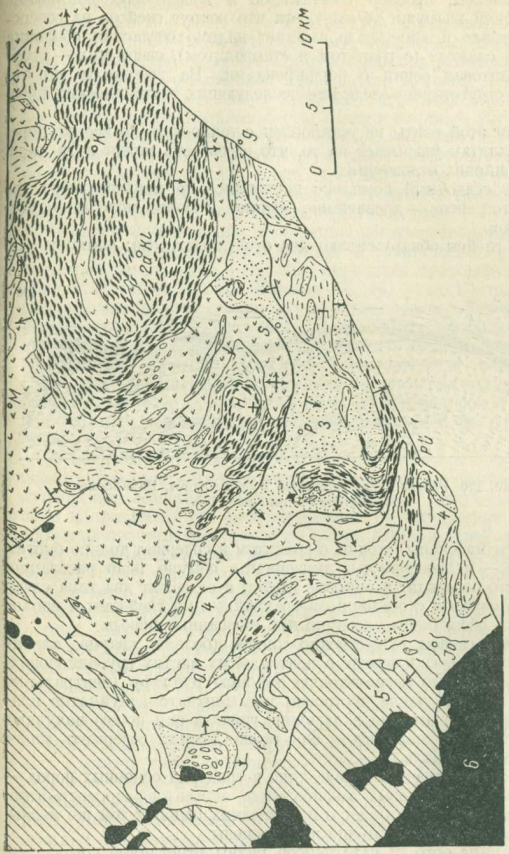


Рис. 175. Карта западных Рудных гор. По Коссмату.

1—серый гнейс; *2*—красный плитчатый гнейс; *2а*—красный гранит и линзовидный гнейс; *3*—гнейсово-сланцевая группа; *4*—слюдяные сланцы; *5*—филлит и глинистые сланцы; *6*—гранит.

В Рудных горах можно различить древнее осадочное ядро и двойную свиту интрузивных пород. К осадочной группе принадле-

жат парагнейсы, в которых можно выделить разнообразнейшие породы: слоистые гнейсы, плотные граувакковые гнейсы, конгломератовые гнейсы, прослои известняков и известковых силикатов. Метаморфизм кнаружи убывает, так что вокруг гнейсов на северо-западе, западе и юго-западе залегает видимо согласная оболочка слюдяных сланцев (с гранатом и ставролитом), сверх них — кварцито-филлитовая серия с порфироидами. На востоке и юге эта оболочка отсутствует вследствие последующих тектонических перемещений.

Возраст этой свиты не установлен с точностью, но все же переход к филлитам указывает на то, что здесь речь может итти лишь о докембрийских отложениях.

В этот осадочный комплекс внедрились по меньшей мере две свиты ортогнейсов — древнейшие «серые» и более молодые «красные» гнейсы.

Серые гнейсы обнаруживают два отчетливых рода: «нижние» се-

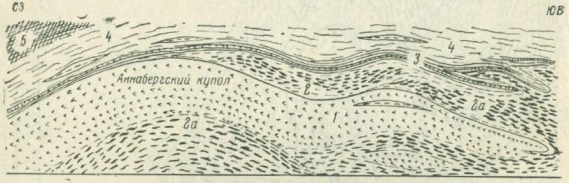


Рис. 176. Разрез через западные Рудные горы. По Коссмату.
Обозначения — см. рис. 175.

рые гнейсы массивны, сходны с гранитом и содержат только биотит, «верхние» — мелкозернисты, линзовидны, обычно ясно рассланцованы, часто переходят в очковые гнейсы и содержат два типа слюд; они тесно связаны с осадочными граувакковыми гнейсами и вполне могут быть обозначены частично как смешанные породы.

Красные гнейсы существенно кислее (больше кварца, альбит вместо олигоклаза) и имеют в центральных частях груболинзовидную, иногда прямо пегматитовую очковую текстуру (центральные гнейсы). Краевые части построены как плитчато-чешуйчатые пластовые гнейсы; благодаря включению гранита они порою получают черты сходства с гранулитом; они также должны содержать много осадочного материала.

Здесь же встречается в виде линз и гряд ряд основных пород — амфиболитов, гранатовых амфиболитов, эклогитов, серпентинитов; предположительно речь идет о производных одной и той же магмы, но возрастные отношения еще не выяснены.

По границе орто- и парагнейсов видны отчетливые контактные воздействия. Особенно красные гнейсы отличаются пневматолитическими краевыми образованиями.

Структурно для всех этих пород характерны деформационный кристаллобластез при повышенной температуре и паракристаллическая деформация.

Залегание пород внутри Рудных гор представляет весьма и весьма горячо обсуждаемую проблему. Ортогнейсы появляются как ядра больших, но отнюдь не приуроченных к региональному простиранию в северо-восточном направлении куполов, к тому же серые гнейсы залегают поверх красных. Различают главные купола Фрейберга, Зайды, Катаринаберга, Шварценберга, а наряду с ними на востоке полого залегающую область серых гнейсов Гласхютте и иначе построенную Альтенбергскую глыбу. Внутри отдельных куполов не просто налицо свита: красный гнейс — серый гнейс — осадочный гнейс, а при очень пологом залегании господствует многократное послойное чередование отдельных свит.

Прежнее истолкование с помощью лакколитовой теории (Креднер), а именно — интрузией в купол с разлистованием полого залегающей пачки слоев — не было оправдано природой породы, как кристаллического сланца. Коссмат (*X, 28*) указал, что кажущееся простым залегание на самом деле крайне сложно, причем не только изверженные, но и осадочные компоненты повторяются многократно, что подсказывает наличие системы лежачих складок с изверженными ядрами. Принятие интрузии при одновременном с нею интенсивном общем движении (кинетометаморфизм) поэтому было бы наиболее правильным, судя по тектонической и текстурной картине. Процесс этот конечно совершался на большой глубине.

В подробностях еще имеются конечно некоторые трудно разрешимые проблемы. Так выясняется, что не только сланцеватость, но и шарниры лежачих складок лишь местами следуют в рудногорском направлении (по южному краю). Во внутренних частях эти шарниры простираются часто с ССЗ на ЮЮВ и замыкаются к востоку, что выявляет движения на восток, т. е. вкрест рудногорской системе. Получившаяся вследствие этого поперечная складчатость механически трудно объяснима. Для определения возраста движений и интрузии не хватает непосредственных стратиграфических данных. Коссмат считает их варисскими. Несомненные аналогии с доварисскими метаморфическими ядрами западных Судет позволяют однако думать о более древнем (каледонском) возрасте; этим возможно могли быть устранены все прочие трудности, так как тогда лишь одно приспособление к простирающемуся на СВ куполу могло бы считаться варисским элементом. Все же весь этот процесс старше, нежели интрузия ранее обсуждавшихся несогласных гранитов типа Эйбенштока — Пихтовых гор, к которому принадлежат также и меньшие гранитовые тела Рудных гор (Флей, Нидербобритцш и т. д.). Самыми молодыми кажутся порфиры Теплица, Дипольдисвальде и прорывающие их литиево-оловянные граниты Циннвальда в Альтенбергской глыбе. Порфиры изменяют еще верхне-карбоновые отложения. Альтенбергская глыба таким образом является оборванной и наклоненной к востоку областью, под которою Коссмат предполагает обширную поздне-палеозойскую

изверженную массу.[1] От серых гнейсов целый ряд убывающих тектонобластезов и уменьшающихся по глубине образований дает переход к гранитам, из коих самые молодые застревают в собственно-порфировой оболочке (Шёйман).

b) Фогтландская мульда и ее кристаллические ядра

В наиболее глубокой части большой мульдовой зоны, которая связно прослеживается от Бернекка по юго-западному краю Франкенвальда до Гайнихена и Носсена, на северо-восточном краю саксо-тюрингенской зоны появляются в виде тектонического парадокса древне-кристаллические породы катазоны; с юго-запада на северо-восток: большая эллиптическая гнейсовая масса Мюнхберга, меньшая глыба Вильденфельса, Франкенбергское междугорье. Описание их и истолкование условий их залегания может быть дано лишь после рассмотрения строения самой мульды *(X, 23, 24)*.

Тектонически большая мульда залегает между филлитовым покровом Пихтовых гор на юго-востоке и филлитами Восточно-тюрингенского седла [2] на северо-западе; на северо-востоке мульда вклинена между Гранулитовыми и Рудными горами и сильно сужена, а кроме того на большом протяжении перекрыта поздним палеозоем Рудногорской внутренней впадины (рис. 174 и 177).

Характер этой большой мульды выступает лишь при региональном широком обзоре, да и тогда обнаруживается значительная асимметрия, причем южный склон обычно очень расширен, тогда как более молодое кульмское заполнение как бы приближено к северо-западному краю; на юго-западе наоборот оно сливается вследствие погружения оси Восточно-тюрингенского седла непосредственно со следующей мульдовой зоной западно-тюрингенской мульды. В частностях осложнения весьма значительны. В юго-западной баварской части господствует чешуйчатое строение и опрокинутые изоклинальные структуры, причем движения на северо-западе направлены к северо-западу, на юго-востоке — к юго-востоку. Особенно поразительно то, что в центральных частях опять появляются самые древние породы (кембрий и силур), которые к тому же иной — баварской фации, тогда как по склонам, согласно Вурму, господствует тюрингенская фация.

Двусторонняя структура прослеживается также и к северо-востоку, а именно в Саксонию; здесь в Фогтланде, по Коссмату, с юго-востока на северо-запад различаются следующие элементы:

1. Адорф-одеранская филлитовая полоса, на северо-востоке сильно суженная и при выклинивании слюдяных сланцев надвинутая чешуями непосредственно на рудногорские гнейсы.

[1] Направление границ, отклоняющееся от остального простирания, идущее с севера на юг, позволило Зейдлицу думать о большой древности его. Современный нам облик однако во всяком случае моложе, нежели рудногорская складчатость (*X, 51*).

[2] Или гнейсами Гиршбергского примыкающего седла.

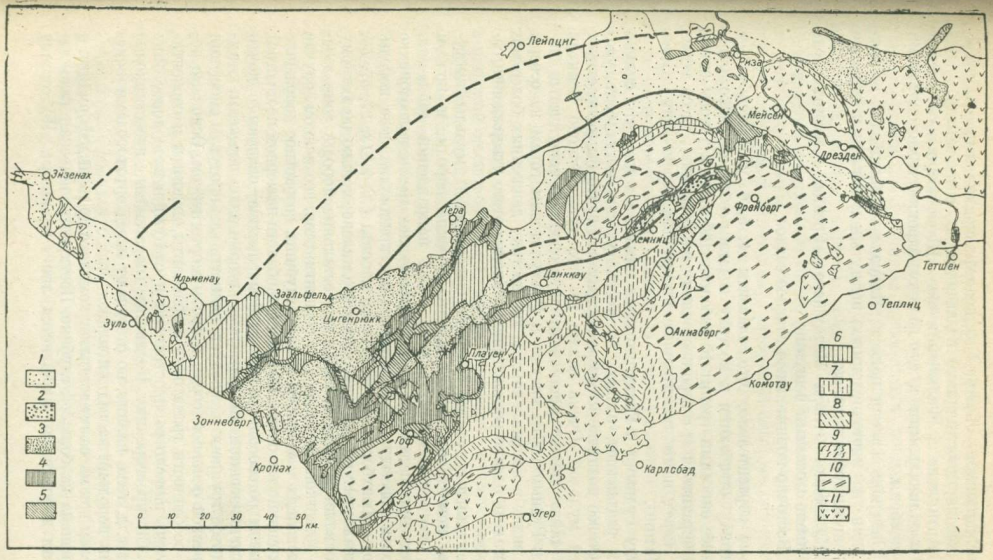


Рис. 177. Обзорная карта Саксонии и Тюрингии. Тектонический набросок варисской дуги в Саксонии и Тюрингии. По Питцшу. 1920.

1—красноцветная толща: *2*—в. карбон (вальденбургский горизонт); *3*—н. карбон (кульм); *4*—девон; *5*—силур; *6*—кембрий; *7*—нормальный филлит; *8*—кварцевый филлит; *9*—слюдяные сланцы, сланцевая ободочка гранулита и т. п.; *10*—гнейс, гранулит, кристаллические сланцы междугорья и Мюльбергского массива; *11*—глубинные породы.

2. Синклиналь Лесниц-Браунсдорф с клиньями силура — девона, изоклинально падающими к северо-западу.
3. Антиклиналь Фалькенштейна — Штольберга, сложенная изоклинальными к юго-востоку опрокинутыми складками кембрия.
4. Силуро-девонская полоса Плауэна — Рейхенбаха, состоящая из многочисленных, выгнутых к западу и туда же опрокинутых складок.
5. Кульмская мульда Мельтёйера — Грейца с многочисленными сложными чешуями.
6. Восточно-тюрингенское главное седло.

Весьма поразительно, что элементы 4, 5, 6 у Рейхенбаха — Криммитшау отгибаются к востоку и таким образом тоже обтекают ранее описаный гранит Кирхберга—Эйбенштока, чтобы затем снова возвратиться к северо-восточному направлению; здесь повидимому перед нами значительное поперечное перемещение (Коссмат, Питцш).

Между Рудными и Гранулитовыми горами все элементы сильно сжаты и раздавлены, однако, по Коссмату, еще могут быть уловлены. Осевое поднятие к северо-востоку как будто бы господствует над всей мульдой. Очень важно то, что тут, согласно Беккеру *(X, 3)*, также можно установить двусторонний чешуйчатый надвиг — к Рудным горам на юге, к Гранулитовым горам на севере. Беккер видит в направленных к юго-востоку движениях более молодую стадию, однако региональное значение этого утверждения сомнительно.

В центральных частях большой фогтландской мульды выступают на поверхность древне-кристаллические породы, и притом в зоне, соответствующей границе обоих направлений движения. Соответственно падают и неметаморфические древне-палеозойские слои почти повсюду по обе стороны под кристаллические породы.

Породы Мюнхбергского гнейсового массива *(X, 7, 13, 27, 57, 58, 60)* принадлежат по большей части к катазоне; только по южному краю появляется, видимо падая под остальные породы, зона зеленых и известковых сланцев и серпентинитов, во всяком случае принадлежащих к меньшей степени глубины, возрастное положение которых еще не выяснено. В гнейсовой области на первом месте стоят слюдяные и роговообманковые гнейсы; первые связаны с почти беспорядочно-зернистыми гранитами, вторые дают переходы к амфиболитовой группе и их следует понимать как продукты смешения более древней основной серии с кислым ортогнейсом. Основные породы, в особенности гранатовые амфиболиты, эклогиты и серпентиниты, очень широко распространены и следуют в виде полос линз общему СВ простиранию. Подлинные парагнейсы, известняковые линзы и т. д. тоже налицо, но отступают перед ортопородами и смешанными породами на задний план.

В целом вся масса представляет комплекс древней деформации и метаморфизма на большой глубине. Посткристаллическая катакластическая деформация проявляется лишь по краям. По составу

своему ортопороды отличаются высоким содержанием натрия и относительной бедностью CaO, что по Шёйману, характерно для доварисских членов северо-западного обрамления Богемского массива.

Гнейсы и зеленые сланцы лежат повсеместно на севере и на юге с полукрутыми пограничными плоскостями поверх палеозоя; по границе развит спутанно-узловатый милонитовый горизонт. В виде отдельной (особой) глыбы проявляется на северо-востоке у Гофа небольшая пачка зеленых сланцев палеозойского возраста, нагроможденная как оторванные «утесы» (Klippen) (Варттурмберг). Региональное простирание гнейса равным образом северо-восточное, но отгибается, как и палеозой на юго-западе, по краевой пихтовогорской трещине к юго-востоку; здесь гнейсовый массив имеет выступ, сложенный в складки вместе с палеозоем и повернутый к юго-востоку Бернекский отрог, рис. 174). Как уже сказано, гнейсовый массив лежит в ядре фогтландской мульды, но нижняя часть палеозоя в обе стороны интенсивно надвинута чешуями, причем по непосредственному краю гнейсов выходят и самые глубокие части; сила чешуеобразования убывает по мере удаления от гнейсового массива. Стратиграфически важно то, что фация палеозоя в окружении гнейсового массива (баварская фация) отличается отрывочностью и сложением, отклоняющимся от тюрингенской нормальной фации.

Так как интрузия пород катазоны в палеозойское обрамление ныне уже немыслима (Лепсиус), остаются два возможные объяснения:

1. Гнейсовый массив был надвинут на палеозой силою натиска в широком масштабе с юго-востока и образует в настоящее время глыбу без корней. К этому взгляду, впервые выраженному в 1913 г. Ф. Э. Зюссом, в последнее время присоединились в частности Коссмат и Вурм (рис. 178).

2. Гнейсовый массив — автохтонен и выдавлен снизу из глубин. Это воззрение защищает в настоящее время Клоос, и с некоторыми изменениями Дёйбель (рис. 179).

Пространственное положение во всяком случае посленижнекарбоновое (судетское), так как кульм принимает участие в сложении краевой чешуйчатой зоны.

Теория транспорта глыбы издалека влечет за собою несколько важных последствий; так как катагнейсы подстилаются тоже чуждыми данной местности, принадлежащими эпизоне зелеными сланцами, то и они должны быть в значительной мере надвинуты. Так как далее подстилающий древний палеозой баварской фации распространен лишь по краям массива, его тоже следует рассматривать, как аллохтонный.

Таким образом приходим к системе трех покровов. Самый верхний должен был по меньшей мере переползти через Пихтовогорское седло, потому что лишь по ту сторону последнего в чешуйчатой зоне Эрбендорфа (молданубский комплекс) существуют аналогичные породы. Самый нижний, т. е. древний палеозой баварской фации, должен происходить также с юга; такое представление вовлекает в трудности, так как в баррандовом комплексе фациальное разви-

Рис. 178. Разрез через Пихтовые горы и Мюнхбергский массив при гипотезе покровного надвига. По А. Вурму.

1—мрамор (2 раза); *2*—гнейс; *3*—гранит; *4*—филлит; *5*—филловые слои; *6*—зеленые сланцы; *7*—обломочная зона; *8*—в. силур; *9*—н. карбон; *10*—в. девон; *11*—диабазовый туф; *12*—диабаз; *13*—ордовициий; *14*—сводные сланцы.

Рис. 179. Разрез через Пихтовые горы и Мюнхбергский массив по представлению Г. Клооса и Г. Шольца. Вычертено Г. Шольцем.

тие совершенно иное. В смысле автохтонности наоборот вся масса окажется просто древней подпирающей (нарушающей) глыбой, в окружении которой древне-палеозойское накопление осадков с самого начала шло отрывочно (фация мелкоморья). Бедерке указал на замечательные аналогии с несомненно автохтонными Совиными горами *(IX, 3)*.

В отношении тектоники важно то, что гнейсовый массив лежит точно на границе двигавшихся на северо-запад и на юго-восток чешуй основания. Теория дальнего надвига должна рассматривать юго-восточное движение как вторичное, не будучи в состоянии разъяснить положение границы исчерпывающим образом.

Утверждение Клооса о том, что Варттурмская глыба Гофа надвинута согласно с основным сооружением и что на северо-востоке оси глубинных складок (в этом сооружении) не падают в сторону массива, а восходят к нему, говорит опять-таки скорее за автохтонное выдавливание массива.

Нельзя не упомянуть и о том, что в ядре Восточно-тюрингенского седла всплывающий там на поверхность гиршбергский гнейс, согласно Шёйману, по химико-петрографическому составу соответствует Мюнхбергскому гнейсовому массиву.

Судя по вышеизложенному, проблема еще никоим образом не может считаться разрешенной. Теория дальнего надвига обоснована прежде всего на региональных причинах, так как далее по простиранию обширной мульды подобные отношения повторяются еще дважды.

В глыбе Вильденфельса у Цвикау залегает пачка филлитовых слюдяных сланцев, амфиболитов и гнейсов среди интенсивно чешуйчатого древнего палеозоя центральных частей фогтландской мульды. Беккер видит в этом также покровную глыбу; Клоос привлекает внимание к тому, что и здесь оси палеозойских складок поднимаются в сторону кристаллической глыбы, а не падают под нее *(X, 2, 7)*.

Междугорье Франкенберга лежит в крайне-восточной сильнее всего сдавленной части фогтландской мульды. Беккер недавно все это резюмировал и подчеркнул полный параллелизм с Мюнхбергским гнейсовым массивом *(X, 3)*. И здесь тоже «чуждая» масса состоит из нижнего зелено-сланцевого комплекса, [1] который однако выступает лишь по северной кайме, на юге же замещается, по Беккеру, тоже локально чуждой более глубокой единицей палеозоя. [2]

Выше лежит еще высоко кристаллическая серия нижних орто- и смешанных гнейсов грубоплитчатых слюдяных сланцев и верхних роговообманково-хлористых сланцев; породы сходны с мюнхбергскими, залегание в общем мульдообразное. Постель образована отчасти филлитовым покровом Гранулитовых гор, отчасти автохтонным фогтландским палеозоем или слюдяными сланцами антиклинальных зон (Лангенштригис). Эта постель тоже обнаруживает двустороннее чешуеобразование, причем Беккер считает юго-восточное движение более молодым. Положение в пространстве во всяком случае говорит, что ко времени отложения гайнихенских

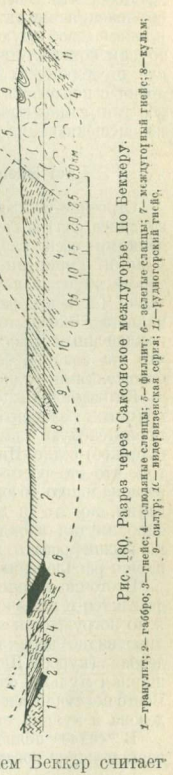


Рис. 180. Разрез через Саксонское междугорье. По Беккеру.
1—гранулит; *2*—габбро; *3*—гнейс; *4*—слюдяные сланцы: *5*—филлит; *6*—зеленые сланцы; *7*—междугорный гнейс; *8*—кульм; *9*—силур; *10*—вилрицкая серия; *11*—гудзигорский гнейс.

[1] Так как в этой основной группе преобладает не свойственная для зеленых сланцев (Эскола) комбинация серицита-хлорита-карбоната, а сообщество эпидота-хлорита-амфибола, то Шёйман говорит о празинитовой фации.

[2] По Беккеру кембрийские красные сланцы, нижне-силурийские кварцевые песчаники, верхне-силурийские кремнистые сланцы с граптолитами являются

намюрских конгломератов все это кончилось, а следовательно — движение судетское.

Ясно, что совершенно одинаковые отношения требуют единого объяснения механизма фогтландской обширной мульды. Если отклоним «свободную тектонику» мощных далеких надвигов (Клоос), то нам остается лишь возможность «связанной тектоники» в смысле двустороннего выдавленного вверх складчатого грабена по аналогии с норвежскими каледонидами. Весьма поразительно то, что все три глыбы примыкают с краев к значительному поперечному перемещению варисского ядра.

c) Внешние складки и Гранулитовые горы

Строение в виде крупных складок продолжается также и северо-западнее фогтландской мульды, но ясно различимо вызванное падениями осей разделение на юго-западный неметаморфизованный участок Тюрингии и на северо-восточный участок Саксонии, в котором выходит наружу более глубокий метаморфический шток-верк. Части эти разделены уже упоминавшейся зоной поперечного надвига Эйбеншток — Кирхберг — Цвиккау — Криммитшау с ее наклоненным к востоку падением; разделение подчеркнуто еще тем, что эта зона на большом протяжении перекрыта красноцветными отложениями рудногорской внутренней впадины.

Юго-западная (тюрингенская) часть позволяет различить три крупных элемента: Восточно-тюрингенское (Бергаское) седло, тюрингенскую главную мульду и Западно-тюрингенское (Шварцбургское) седло. Циммерман совершенно справедливо настаивает на том, что это распределение в крупных чертах пригодно лишь для регионального обзора в смысле размещения отдельных черт образования, но что в деталях господствует весьма сложная, отчасти опрокинутая изоклинальная складчатость, которую особенно трудно расшифровать в кульме, стратиграфически едва ли поддающемся расчленению (рис. 174).

Восточно-тюрингенское седло имеет ядро из кембро-альгонкских филлитов с включенными в них слоистыми порфироидами; ось его ясно погружается к юго-западу, так что в этом направлении отчетливо видно периклинальное изгибание всех элементов вплоть до девона (курорт Штебен) вокруг седловой оси, а тюрингенская обширная мульда сливается здесь с фогтландскою. На юго-востоке Восточно-тюрингенское седло отделено полосою блинтендорфского девона и кульма от Гиршберг-Гефелльского соседнего седла. [1]

В седле появляется под фикодовыми сланцами глыба во всяком случае доварисского гнейсо-гранита, отчасти надвинутая на

характерными; сюда же принадлежит группа кератофиров и диабазов. Присутствие девона под вопросом; возможно, что тут отчасти есть кульмская фация. Нижний карбон представлен граувакками и песчаными сланцами. Это напоминает опять-таки баварскую фацию, причем седиментация еще отрывочнее, нежели у Мюнхберга.

[1] Блинтендорфская полоса продолжается к северо-востоку в упомянутую кульмскую мульду Мельтёйера (рис. 174).

нижний силур. Породы напоминают породы Мюнхбергского массива, но несомненно не так далеко перемещены, так как они дали материал для галек верхне-девонского конгломерата в блинтендорфской полосе. Здесь значит можно говорить об автохтонной доверхне-

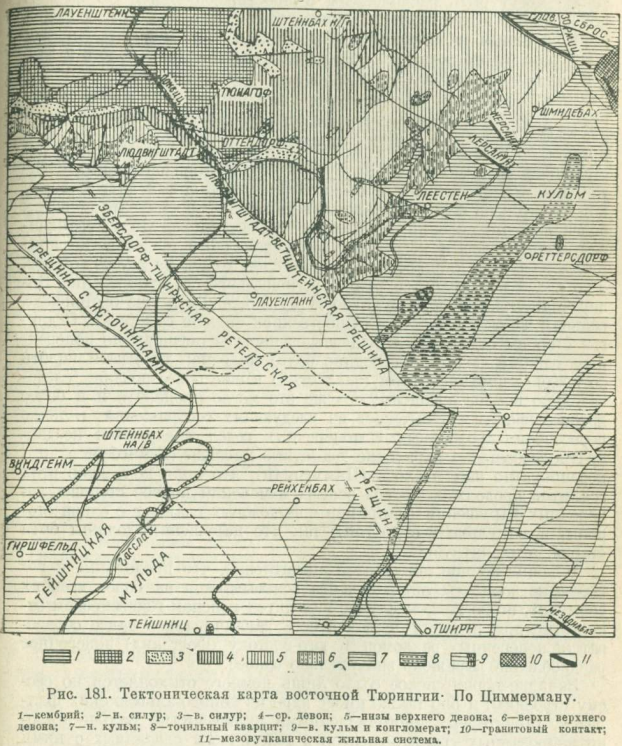


Рис. 181. Тектоническая карта восточной Тюрингии. По Циммерману.

1—кембрий; *2*—н. силур; *3*—в. силур; *4*—ср. девон; *5*—низы верхнего девона; *6*—верхи верхнего девона; *7*—н. кульм; *8*—точильный кварцит; *9*—в. кульм и конгломерат; *10*—гранитовый контакт; *11*—мезовулканическая жильная система.

девонской зоне поднятия. Поразителен сильный метаморфизм всей блинтендорфской полосы; характер совершившихся здесь интенсивных подвижек еще мало освещен.

Простирающееся на северо-запад поперечное вздутие (Франкенвальдское поперечное седло) связывает Восточное и Западное тю-

рингенские седла и делит тюрингенскую мульду на западную и восточную части. Это седловое вздутие представляет собой лишь особенно ярко выраженный элемент среди вообще распространенной осевой складчатости, сёдла и мульды которой, по Циммерману, также могут быть расположены в простирающемся с СЗ на ЮВ поперечном направлении. «Поперечная складчатость» связана с интенсивным образованием разломов и, по Дёйбелю, притом последние такого рода, что оси складок часто падают полого к ЮЗ, а к СВ — обрываются (*X, 12, 62—65*).

Простирающиеся с СЗ на ЮВ поперечные разломы почти совершено подавляют складчатую структуру; продольные разломы и элементы складок оказываются поперечно сдвинутыми по ним, причем, согласно Вурму, наличие пологих борозд скольжения в достаточной мере указывает на существование горизонтальных сдвигов. Возрастное отношение обоих перпендикулярных друг к другу компонентов не ясно. Поперечные седла ранее рассматривались, как более молодые явления, но Дёйбель указал на то, что у Франкенвальдского седла в изгибании северо-западного простирания принимают участие лишь более глубокие слои до девона включительно, в то время как кульм сохраняет региональное СВ простирание. Поперечная складчатость, судя по этому, может быть уже бретонской, главная же складчатость в существенной степени судетская. С другой стороны отдельные складчатые элементы смещены по поперечным сдвигам, значит последние более молодые; движения вплоть до средне-пермской фации (заальской) и еще более поздние, следовательно вполне вероятны; все же это могло произойти и в более древнее время, что вытекает из следующих соображений: в точке пересечения продольных и поперечных седел внедряются неоднократно небольшие варисские гранитные массивы (Геннеберг и др.); неоднократно наблюдалось (Циммерман), что поля контактов этих гранитов продолжаются без всяких изменений по обе стороны поперечных нарушений (например в фикодовых сланцах с одной стороны, и в кульме — с другой), так что нарушения должны быть старше этих интрузий.

В конце концов получается впечатление, что продольные и поперечные элементы лишь отчасти основываются на более древних событиях, но во всяком случае находятся в ясном генетическом отношении друг к другу; складчатость заканчивалась ранее образования поперечных разломов. К юго-востоку (Фогтланд) поперечное раздробление выражено значительно слабее.

Западно-тюрингенское седло лишь немного отклоняется по своему строению; и оно также имеет ядро из кембро-альгонкских филлитов, характерных многочисленными включениями сильно милонитизированных гранито-гнейсов и генетически связанных с ними порфироидов. Эта изверженная группа во всяком случае доварисская и Дёйбелем относится к древнему альгонкско-кембрийскому циклу.

Если к тому же и главная складчатость Сланцевых гор по существу тоже варисская, то все же более древние элементы уже узнаваемы; кроме древнейших составных частей следует отметить и

несогласное налегание среднего или верхнего девона, в чем можно видеть явные следы каледонского движения. По Дёйбелю, эти древнейшие элементы простираются скорее к ССВ; относительная интенсивность движения однако по сие время еще не выяснена.

Северо-восточная саксонская часть этой зоны обнаруживает благодаря значительному участию глубинных пород, выступивших на поверхность вследствие общего восстания осей, уже иной характер; морфологически она не образует никаких гор, а едва-едва поднимается над примыкающей с севера низменностью. Поэтому вскрыта лишь южная часть — гранулитовый купол *(X, 2, 25, 37, 42, 43)*.

Гранулитовый купол являет собою в региональном отношении несколько отклоненное к юго-востоку продолжение Восточно-тюрингенского седла. Тектонически и петрографически он принадлежит однако более глубокому штокверку. Ядро купола образует светлый гранит, бедную водою ортоклазо-кварцевую породу с акцессорными гранатом и кианитом. Гранулит по большей части очень тонко рассланцован, причем сланцеватость преимущественно очень пологая и лишь на южном краю становится несколько круче. Шлиросодержащие биотитовые разности, очковые гранулиты и гибридные пироксеновые гранулиты свойственны главным образом краевым частям. Интрузия гранулита, по Шёйману, произошла по пологому пути с северо-запада на юго-восток, крутую сланцеватость по южному краю можно толковать как подпор фронтовой части. Оболочка, часто вследствие большей сопротивляемости поднявшаяся вверх в виде вала, состоит из следующего ряда зон, считая внутрь:

7. Филлит.
6. Московитовые сланцы.
5. Мусковито-биотитовые сланцы, инъецированные.
4. Сланцеватые инъекционные гнейсы.
3. Массивные силлиманит-биотитовые и кордьеритовые гнейсы.
2. Силлиманито-гранатовые гнейсы.
1. Гибридные гранулиты и роговиковый гранулит.

Габброидные амфиболиты.

Пироксеновая порода, серпентинит, эклогит и т. д.

Полосчатые гранулиты и гранулитовые сланцы.

Внутренняя сланцевая оболочка таким образом представлена в двойственном выражении и наряду с парагнейсами появляются характерные также и для молданубских гранулитов основные и ультраосновные предшественники — толкование и здесь не вполне ясно. Шёйман рассматривает их как значительно более древние, и приписывает им роль катализатора при образовании особой гранулитовой магмы. Коссмат склонен видеть в них лишь менее древние дифференциаты общей (единой) магмы (стр. 437).

Убывающий кнаружи метаморфизм первоначально привел к тому, что всю оболочку можно рассматривать, как первичное контактовое поле. Исследования Шёймана, Филлипсборна и других показали, что процессы значительно более сложны. Лишь относи-

тельно редкие гранатовые и кордьеритовые гнейсы принадлежат первичной оболочке; обычно верхняя граница гранулита является горизонтом подвижек; это вместе с интенсивным подпиранием и плойчатостью гранулитовой поверхности доказывается тем, что на юге она залегает несогласно и круто под пологою оболочкой. Большой надвиг опять-таки дифференциально по отношению друг к другу передвигавшихся слюдяных сланцев и филлитов внешней епанчи сорвал вместе с ними и внутреннюю оболочку из основных пород и парагнейсов, срезал ее и перенес к северу, причем гранат-кордьеритовая фация превратилась в биотитовую фацию. Внутри гранулитового купола и ныне еще лежат остатки этой перетащенной через ядро оболочки, в которую однако в виде чешуи вовлечен едва метаморфизованный палеозой (мета-кремнево-сланцевая группа); эта внутри-гранулитовая полоса содержит среди чешуй оторгнутые части ядра и отчасти оказывается опущенной по поперечным сбросам. По большим плоскостям движения после гранулита внедрились гнейсо-граниты,[1] по большей части еще катакластически переформированные, но тоже дающие все переходы вплоть до едва деформированного гранита Миттвейды во внутренности гранулитовой массы.

Механическое объяснение этих необычайно сложных гор содержит еще много неясностей. Во внешней оболочке Коссмат видит, и не без основания, эквиваленты рудногорской епанчи. Гранулит он склонен параллелизовать с более молодыми красными рудногорскими гнейсами и рассматривает его вследствие этого как варисскую интрузивную породу, внедрение которой уже находилось в связи с начинающимися движениями; гранито-гнейсы и граниты тогда оказываются синтектоническими и апотектоническими явлениями глубинной тектоники. Гранулитове ядро поэтому должно быть относительно автохтонным, оболочка образует один или несколько покровов отрыва, движение которых длится дольше интрузии; на чешуйчатом южном краю лежат уже рассматривавшиеся междугорные кристаллические породы, которые принадлежат более высокой по положению единице, имеют свои корни дальше на юге и может быть представляют тот движущий фактор, с которым связано все погружение оболочки. Тектоническая картина опять как и в Рудных горах сравнима с пеннинскими покровами.

Такое истолкование сопряжено с трудностями как возрастными, так и пространственными. Поражает уже то, что положение интрузии гранулита идет наперерез позднейшим региональным движениям. Фаза движений самое раннее — бретонская, вероятно—послекульмская; в намюрское время (Гайнихен) процесс должен был закончиться. В этот короткий отрезок времени в таком случае попадают: 1) интрузия гранулита, 2) его затвердевание до подлинного кристаллического сланца; значит во всяком случае на очень значительной глубине, 3) отчасти уже послекристаллическое погружение оболочки, 4) ее частичный снос и тектоническое наложение неметаморфических метакремневых сланцев на обнажившееся ядро,

[1] В особенности распространенные по северному краю (Филлипсборн)

5) интрузия и затвердевание пара- и послекристаллических гранитов, 6) чешуйчатый надвиг этих комплексов вместе с ядром, 7) надвигание междугорья на южный край. Эти семь стадий возможны как единовременные лишь частично; отчасти же отношения требуют совершенно различных степеней глубины, а потому и очередности процессов. Трудно себе представить, чтобы все эти события могли уместиться в короткую судетскую фазу.

Ф. Э. Зюсс *(XII, 41)* вполне основательно указал на полную аналогию с молданубскими гранулитами и сопровождающими их по-

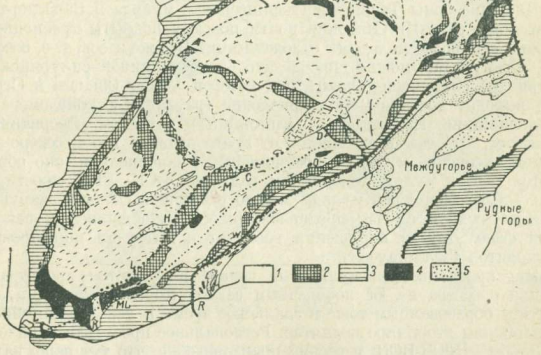


Рис. 182. Обзорная карта Гранулитовых гор. По Шёйману.

1—гранулит; *2*—парагнейс; *3*—слюдяные сланцы; *4*—габбро-перидотит; *5*—празинит; *T*—слюдяные сланцы Тотенштейна с *L*, *T*, *K*—окнами Лобштедта, Тиршгейма, Кифербергa; *ML*—чешуи Мейндорфа—Лангенберга; *y* межмагматической парагнейсовой полосы: *L*—Лимбах; *H*—Гартмансдорф, *M*—Маркередорф, *C*—Клаусниц, *D*—Дрейверден, *Gr*—Грейфендорф, *B*—Бёрингеи; *R*—Роттлуфф, *W*—Виттгендорф, *O*—Оттендорф.

родами. Однако его представление, что и гранулит мог быть надвинут через Рудные горы с юга едва ли можно объединить с тем, что гранулит вместе с оболочкой несомненно выходит под ядром автохтонного Восточно-тюрингенского седла.

Поэтому тут может всплыть вопрос, не устранило ли бы все трудности бо́льшее растяжение всех вышеупомянутых процессов во времени, тем паче, что для начала их невозможна точная стратиграфическая фиксация.

Что гранулит — варисский, прежде всего следует из того, что он принадлежит к магматическому семейству с преобладанием калия.

Но это однако постольку недоказательно, поскольку как раз то же самое обнаруживают доварисские гранулиты молданубского комплекса; доварисские интрузивы Западно-тюрингенского седла тоже принадлежат, согласно Дёйбелю, к группе с преобладанием калия. Если же гранулит этот древний, то отрыв и последующий чешуйчатый надвиг оболочки могли бы быть поделены между различными отчасти еще каледонскими фазами. Тогда нашла бы себе объяснение и отрывочность или отсутствие девона по южному краю. Отношения тогда были бы не иными, чем в доселе разбиравшихся внутренних частях варисских гор, где отрыв оболочки от более глубокого штокверка встречается часто и определяюще (Альтфатер). Разница была бы лишь в том, что следующие одни за другими орогенические палеозойские фазы в западных Судетах выразились в элементах, расположенных пространственно *наряду друг с другом*, а в Саксонии они пространственно располагаются *друг на друге*.

Внешние зоны Тюрингии (тюрингенская мульда и Западно-тюрингенское седло) в Саксонии почти повсюду покрыты красноцветными и еще более молодыми отложениями. Все же здесь, т. е. севернее Гранулита, можно проследить полосу нижне-силурийских кварцитов (Оттервиш—Ошац), под которой между Ошацем и Стрелой выходят древние метаморфические граувакки и конгломераты (клаушвицкий граувакковый альгонкий?) и гнейсы, прорванные гранитом. Это седло отделяется от Гранулитовых гор к северо-западно-саксонской мульде с красноцветным заполнением, оно обрывается к этой мульде допермским разломом ВСВ—ЗЮЗ простирания. Внутри пермской мульды можно различить СЗ—ЮВ нарушения, во всяком случае предположительно относящиеся к заальской фазе. Другие нарушения восходят к интрузии порфировых лакколитов (Заальгаузен).

Эта красноцветная мульда на западе разделяется простирающимся с севера на юг поперечным седлом Корен-Альтенберга, по Веттигу образованным тоже в заальское время и перед цехштейном испытавшим вторичное поднятие. Региональное простирание вплоть до Эльбы — ЗЮЗ-ВСВ, и весьма правдоподобно, что тут перед нами продолжение абрадированной западно-тюрингенской зоны. Участие кристаллических элементов в седле указывает также и тут на осевое восстание в направлении к северо-востоку (рис. 177).

d) Граница с западными Судетами

Область долины Эльбы между Ризой и Пирной являет собою важную древнюю пограничную линию; в более позднее время сюда на мел был надвинут лаузицкий гранит с северо-востока, но этот Лаузицкий надвиг представляет лишь позднее выражение одинаково с ним направленных древних тенденций. Простирание всех варисских подвижных зон изгибалось на северо-восточном конце Саксо-тюрингенской зоны в СЗ — ЮВ направлении, так что непосредственного перехода к западным Судетам вовсе не существует *(X, 34, 36)*.

Лучше всего проникает в сущность отношений Питцш в своих

исследованиях Сланцевых гор долины Эльбы к югу от Дрездена. Здесь на рудногорских гнейсах вдоль падающей к северо-востоку плоскости движения залегает чешуйчатая филлитовая группа, а на ней, все время падая к СВ,— пачки силура, девона,[1] кульма и наконец ныне причисляемых к альгонкию метаморфических веезенштейнских граувакк. Между чешуями включены небольшие гранитные линзы, более или менее рассланцованные в региональном направлении простирания. Рудногорский плащ значит здесь расположен в виде полос СЗ—ЮВ простирания и надвинут к юго-

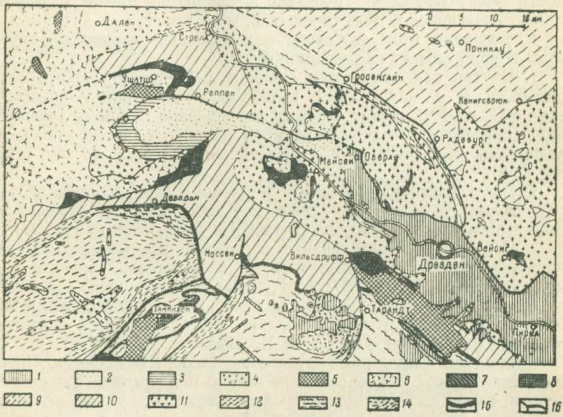


Рис. 183. Тектоническая карта средней Саксонии. По Коссмату.

1—верхний мел; *2*—пестрый песчаник; *3*—верхний пехштейн; *4*—верхняя красноцветная толща; *5*—средняя и нижняя красноцветная толща; *6*—кварцевый порфир; *7*—порфират и мелафир; *8*—карбон Гайнихена; *9*—кульм Лаузица; *10*—древне-палеозойские филлиты к западу от Эльбы; *11*—гранитно-зернистые интрузивные массы; *12*—слюдяные сланцы и слоистый гнейс; *13*—гнейсы Рудных гор, Стрелы и Гайнихена; *14*—гранулит и габбро; *15*—варисские главные надвиги; *16*—прочие нарушения.

западу. Питцш показал, что этот «Средне-саксонский надвиг» с небольшими перерывами более молодыми слоями (Дёленский массив) прослеживается поперек междугорья и восточного гранулитового края.

Филлиты с характерными для них порфироидами (серицитовые и хлоритовые гнейсы) и древний палеозой образуют простирающуюся к северо-западу и подвижную к юго-западу чешуйчатую полосу, которая на северо-западе в северном обрамлении Гранулитовых гор

[1] По Пицшу, как сказано на стр. 598, не исключена возможность, что этот «девон» окажется, как и в Лаузице, кембрием.

уходит вглубь. Между тем восточная чешуя веезенштейнских граувакк ведет себя иначе; между нею и более западными чешуями на севере втискивается клинообразно мейсенский гранит (стр. 555—556 и *X, 40)*, и затем веезенштейнская граувакка далее сопровождает его восточный край. Здесь поднимаются в связи с нею серые гнейсы рудногорского типа; зона образует однако лишь узкую ленту между сиенитом и лаузицким гранитом: милонитизация края указывает на то, что гранит после своего затвердевания тоже был надвинут на юго-запад. Далее севернее Гроссенгайна веезенштейнская граувакковая зона совершенно очевидно отклоняется вместе с гнейсом к простирающейся к ВСВ стрельской зоне.[1]

К уяснению этой особенной пересекающей «варисскую дугу» зоны немало служат следующие факты:

1. Внутри сильно рассланцованного мейсенского сиенита сланцеватость, т. е. направление вытянутости интрузии — ориентирована с СЗ на ЮВ, иными словами параллельно главному простиранию. Напротив в соседнем лаузицком граните (несколько более молодом) она идет с СВ на ЮЗ (Штенцель, *IX, 75, X, 40;* см. также стр. 556).

2. Все царапины скольжения и рубцы в этой поперечной зоне идут полого, т. е. последнее движение имеет характер поперечного сдвига западной (Рудногорской) глыбы к северо-западу *(X, 34)*.

3. Средне-саксонский надвиг пересекает все элементы рудногорско-гранулитового сооружения, а следовательно моложе, чем местоположение их. По Беккеру, намюрский комплекс Гайнихена находится под его влиянием, тогда как более высокий верхний карбон залегает без нарушений. Надвиг значит относится к «рудногорской» (послеамюрской) фазе Коссмата.

Факты, как единогласно признали Клоос, Штенцель и Питцш в недавнее время, объясняются не просто надвиганием Западно-судетской глыбы на Рудногорско-гранулитовую. Все указывает на то, что здесь произошел гигантский поперечный сдвиг Западно-саксонской глыбы к северо-западу. Включенная между ними масса филлита и древнего палеозоя была при этом сигмоидально вытянута и раздавлена, и по линиям раздела проникли еще отчасти синтектонические сиениты. Ранее изображенная интрузия лаузицкой гранитовой плиты может означать конечную стадию этого процесса.

е) Внутренние впадины

Внутри рудногорского бассейна Брандес *(XII, 14)* в западной части обнаружил послеамюрское, длящееся вплоть до средины красноцветных отложений эпейрогеническое перемещение оси бассейна с юго-востока на северо-запад, более сильное изгибание потерпели лишь верхний карбон и низы красноцветной толщи; в средне-красноцветное время эта серия была разбита разломами северо-западного простирания. Брандес также показал, что

[1] Веезенштейнские и кланшвицкие граувакки идентичны.

верхняя красноцветная толща налегает несогласно на эти нарушения. Потому отнюдь не случайно то, что бассейн на западе заворачивает к северо-западу и здесь сливается с поперечным изгибом между Бергасским и Гранулитовым седлами.

Меньший простирающийся с СЗ на ЮВ Дёленский бассейн с несколько более молодым красноцветным выполнением наоборот находится в явном отношении к большой поперечной зоне долины Эльбы и может быть связан с постумными движениями в этой зоне.

5. ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ОБЗОР

Шёйман в своем труде *(X, 41)* указал, что внутри Саксо-тюрингенской глыбы, наряду с варисским магматическим циклом можно выделить еще более древний доварисский со следующими наблюдаемыми там фазами.

1. Прототектоническая фаза. Офиолитовые экструзии, к которым следует причислить амфиболитово-эклогитовые породы в Пихтовогорско-саксонских гнейсово-слюдяно-сланцевых горах. Как глубинные эквиваленты можно рассматривать перидотито-габбро-анортозитовые массивы Мюнхберга, Гранулитовых и Рудных гор. [1] Шёйман видит в этой группе тектонический и возрастной аналог среднеальгонкских спилитов баррандова комплекса.

2. Синтектоническая фаза. Сюда относятся вероятно ортопороды внутри Франкенбергского и Мюнхбергского гнейсовых массивов, ортогнейсовые компоненты в конгломерато-гнейсах Рудных гор, гнейсовое ядро внутри Восточно-тюрингенского седла (Гюрпберг), доварисские интрузии по краю баррандова комплекса (Людиц). По времени фаза эта должна соответствовать альгонкско-кембрийскому несогласию в баррандовом комплексе.

3. Апотектоническая фаза. Сильно деформированные порфироиды (серицитовые и хлоритовые гнейсы) в филлитах Саксонии, Пихтовых гор и Франкенвальда. Они разделяются на разности — от кварцсодержащих авгитовых порфиритов до кварцевых кератофиров с одной стороны и до кварцевых порфиров — с другой. Как эквиваленты следует рассматривать верхне-кембрийские излияния и интрузивные тела в баррандовом комплексе.

Отличающим признаком от варисского цикла прежде всего является преобладание Na, которое выражено обилием кислого плагиоклаза даже в основных членах. Позднейшему варисскому циклу напротив свойственно преобладание K и ряд пород обнаруживает при увеличивающемся содержании Si более высокие показатели для Ca и fm и избыток алюминия. Присутствие этой серии Дёйбелю *(X, 12)* кажется допустимым и в западной Тюрингии, несмотря на то, что там преобладание Na проявляется неясно. Вся эта группа пород оказалась пассивной при варисском складкообразовании и в значительной мере подверглась послекристаллической деформации.

---

[1] Последние Коссматом причисляются, как еще основные дифференциаты, к варисскому гранулиту.

В варисском цикле, различающемся по химизму и по провинциям, тоже можно выделить три фазы:

1. Прототектоническую. Эффузивные офиолиты в девоне и нижнем карбоне (пикрит, диабаз, кератофир).
2. Синтектоническую.
   В Рудных горах: древние серые гнейсы, молодые красные гнейсы.
   В Гранулитовых горах: древние гранулиты, молодые гранулито-гнейсы.
3. Апотектоническую. Несогласные граниты Пихтовых гор, Рудных гор, Митвейды и т. д. Порфиры и мелафиры. Верхний карбон—пермь.

Исходя из этого магматического деления, Коссмат следующим образом охарактеризовал тектонику в основных ее чертах *(X, 26, 27)*:

Древний алыонкско-кембрийский орогенезис в значительной степени пересиливается варисским циклом и в подробностях его даже едва ли возможно восстановить. Относящиеся к нему кристаллические породы образуют частью ядра позднейших седел, плащ которых по плоскостям отрыва был уволочен синтектоническими интрузиями, а частью надвинутые пачки «утесов» без корней (Klippen). Варисское горообразование в сущности явилось единичным актом, главный момент которого следует видеть в надвиге кристаллической глыбы, происходящей с юга и имеющей корни на южном краю эгерской мульды или на северном краю баррандова комплекса, лобовая часть которого была подвинута через Рудные и Пихтовые горы по меньшей мере до линии Мюнхберг-Франкенберг. Под этой ползущей массой Рудногорская глыба сложилась в лежачие складки с синтектоническими интрузиями кинетометаморфических гнейсов (серая и красная группы) по аналогии с Симплоном, тогда как то же действие далее в форланде вызвало отрыв гранулитовой спанчи с синтектонической интрузией гранито-гнейсов. Процесс этот мог начаться в бретонскую фазу, но главная его часть концентрируется в судетской фазе. Несколько более поздней фазе принадлежит затем поперечный сдвиг в долине Эльбы, который, как мы знаем в настоящее время, имеет не столько характер поперечной складчатости, сколько характер горизонтального сдвига глыб (рис. 177, 184 и 198).

В крупных чертах этот синтез, из которого изъяты формальные элементы альпийской покровной тектоники, в настоящее время однако еще не рассматривается как безусловно доказанный. Уже ранее обсуждавшиеся, отчасти совершенно иначе направленные движения в Рудных горах, в фотландской мульде, в Мюнхбергском массиве и т. д. предостерегают нас и указывают, что процесс движения отнюдь не был прост. Стратиграфические следствия при признании этой основной картины требуют установки дальнейших движущихся или перемещающихся единиц (зелено-сланцевого покрова баварской фации), что наводит на палеогеографические размышления, так как они вовсе не могут рассматриваться как переходные в «корневой фации» баррандова комплекса. Небольшого размышления требует расчленение во времени: процессам различных степеней глубины пришлось бы разыгрываться в одном пространстве на коротком судетском промежутке времени между

верхним визе и намюром, что собственно говоря, даже при наиболее терпимом отношении к проблеме времени, наталкивается на непреодолимые затруднения. Следует оттенить, что по сей день стратиграфия не свидетельствует за варисский возраст серых и красных рудногорских гнейсов и гранулитов. В епанче рудногорских гнейсов имеется метаморфический кембро-силур, что однако по аналогии с западными Судетами может указывать и на каледонский возраст. В гранулитовом плаще вместе с ним надвинуты и силурийские кремнистые сланцы (стр. 622), не метаморфизованные гранулитовой магмой; если они фактически оказались поставлен-

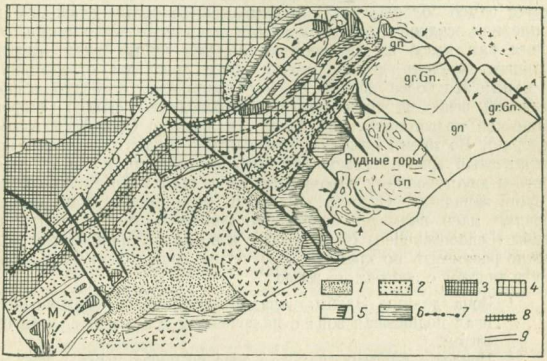


Рис. 184. Главные структурные линии Рудногорских сооружений. По Шейману, 1924.

M—Мюнхбергский массив; *H*—граниты Гиршберга, Гефелля и т. д.; *W*—Вильденфельсская глыба; *OT*—Восточно-тюрингенское седло; *G*—Гранулитовые горы; *V*—Фогтланд; *F*—Пихтовые горы; *Z*—междугорье Франкенберга; *gr. Gn*—серый гнейс; *gn*—серый смешанный гнейс; *r. Gn*—красный гнейс.

Тектонический обзор расположения доварисских глубинных пород: *1*—докембрий—силур (филлиты); *2*—девон (варисские офиолиты); *3*—кульм, в. карбон; *4*—мезозой (юра)—третичные отложения; *5*—метаморфизованн. отложения; *6*—слюдяные сланцы и т. п.; *7*—полоса между угорья; *8*—антиклинальная полоса Гранулитовых гор; *9*—главная мульдовая зона.

ными в непосредственную близость с гранулитами, то это вытекает из того, что гранулит до того отвердел на глубине и был освобожден путем тектоническим или эрозионным от своей метаморфической оболочки. Едва ли это могло случиться за короткий судетский отрезок времени. Значит было бы проще думать о тождестве гранулита с молданубским химически почти тождественным гранулитом и по времени.

Если при обсуждении вспомнить отношения в западных Судетах, то вопрос о роли каледонских движений становится еще выпуклее. Что в Тюрингенской глыбе имеется каледонское несогласие, вполне явствует из работ Вурма и Дёйбеля, хотя значительных

угловых несогласий по сие время и не установлено.[1] Палеогеографически обрисовывается также и силурийская геосинклинальная полоса с побережьем в северной Саксонии и восточной Тюрингии. Отсюда вытекает вопрос, не было ли между обоими магматическими циклами Шёймана еще третьего — каледонского, к которому следовало бы отнести некоторые стратиграфически еще не фиксированные «синтектонические» элементы, и прежде всего рудногорские гнейсы, сходство которых с каледонскими гнейсо-гранитами Судет отмечается с различных сторон.

При таком предположении аналогии с западными Судетами заходят очень далеко; единая варисская геосинклиналь тогда существует самое большее в СЗ простирании со средне-девонским накоплением осадков и одновременными основными излияниями, в то время как далее на юго-востоке имеются лишь бухты ингредирующего верхнего девона между более древними отвердевшими массами; эти более древние массы указывают, особенно в фоглландской зоне, на прибрежную (мелководную) фацию («порог») варисской подготовительной фазы (аналогия с Совиными горами: Бедерке). Во время складчатости каждая такая складчатая зона (складчатый грабен) ведет себя диференциально, и имеет склонность к двустороннему опрокидыванию складок; это также соответствует западным Судетам. Наконец присутствие нарушающих древних масс вызывает поперечное разламывание на вытянутые глыбы (Leistenschollen) (Ф. Э. Зюсс); и в Саксо-тюрингенской глыбе можно различить по крайней мере четыре зоны поперечных надвигов, и притом с востока на запад:

1. Зона долины Эльбы: западно-лаузицкая и средне-саксонская подвижная зона с включенным в нее мейсенским сиенитом.
2. Нейдек — криммитшауская зона со связанными с нею гранитами Эйбенштоок—Кирхберга.
3. Франкенвальдское поперечное седло с меньшими гранитными внедрениями (Геннеберг и т. д.). Оно быть может прослеживается через северный край Мюнхбергского массива вплоть до Богемского Пфаля.
4. Пихтовогорское краевое нарушение, с которым могут быть связаны краевые, на юго-востоке отогнутые части пихтовогорского гранита, далее же к северу — сиенито-граниты Зуля по ту сторону Западно-тюрингенского седла.

Все эти поперечные зоны характеризуются приспособлением своих структурных плоскостей к их протяжению; рядом с молодыми гранитами и сиенитами по ним повсюду появляются выходы более древних кристаллических масс. Они кроме того не везде подгоняются к более поздней фазе, так как, по Дёйбелю, франкенвальдские поперечные зоны были заложены еще в докульмское (бре-

[1] Можно задать вопрос, является ли этот критерий решающим? Серия, трансгредирующая через пологий покровный щит пеннинских серий Альп, вполне аналогичных судетским покровам, также совершенно непригодна для наблюдений угловых несогласий.

тонское) время. Это несомненные поперечные сдвиги, амплитуда движения по которым иногда была значительной; например расстояние от северного края гранулита до южного края Сланцевых гор долины Эльбы достигает 60 км, что отвечает видимой величине средне-саксонской поперечной флексуры, т. е. вероятной наименьшей величине сдвига Саксонской глыбы к северо-западу. По этому пути приходим к признанию значительных горизонтальных перемещений, а связанные с ними плоскости отрывов могут залегать на очень глубоком уровне. Насколько такие перемещения в отдельных штокверках компенсировались раздавливанием складок или покровным строением, пока еще выяснить окончательно не удается.

Аналогия с западными Судетами проявляется также и при сравнении фаз складчатости. В Саксонии и Тюрингии новейшими работами установлены следующие стадии:

1. Каледонское несогласие — несомненно существующее, значение его не определено точно, но вероятно еще не дооценено.
2. Бретонское несогласие — иногда видимое, вероятно относящееся к нассаусской подфазе (между гаттендорфиевым и перициклусовым горизонтами).
3. Слабая нижне-карбоновая фаза; признаком ее служат гальки каменноугольного известняка в «верхнем кульме». Быть может ее следует отнести к докульмско-зельской фазе, поскольку гальки каменноугольного известняка еще принадлежат перициклусовому горизонту (турнэ); в ином случае пришлось бы признать внутри-визейское несогласие.
4. Судетская фаза — главная фаза варисского горообразования.
5. Рудногорская фаза — между намюрским и вестфальским ярусами; выражена слабо.
6. Заальская, средне-красноцветная фаза; образование разломов во внутренних впадинах.

Последовательность во времени и относительная интенсивность соответствуют безусловно западным Судетам, но от восточных Судет в корне отличаются, так как там бретонская и астурийская фазы играют главную роль.

Западные Судеты и Саксо-тюрингенские глыбы, судя по этому, принадлежат без сомнения к одному и тому же тектоническому и хронологическому моменту, что с полным основанием оттеняет Коссмат: выделение «лужицкого сооружения или структуры» в первых (Ф. Э. Зюсс) не убедительно. Напротив Зюсс прав, когда он выделяет восточные Судеты как чуждый инородный элемент.

Как для западных Судет, так и для Саксо-Тюрингии характерно региональное варисское движение с ЮВ на СЗ, вызывающее однако не простую картину складчатости, а разложение области на отдельные вытянутые глыбы («Leistenschollen») вследствие различной степени жесткости. Если, несмотря на это, в обеих областях вид карты различен, то это кроется прежде всего в том, что в Саксонии доварисские центры отвердевания, огнейсованные до-

кембрийские и каледонские купола лежат вкрест поперечным линиям движения, а в западных Судетах они направлены вкось к нему или параллельно ему. Это требует конечно сильнейшего отклонения интенсивности складчатости и простирания; общая картина Саксонии поэтому гораздо проще.

При таких обстоятельствах едва ли возможно проследить до конца отдельные зоны Саксонии в восточном направлении. Все же можно думать однако, что Западно-тюрингенское Шварцбург-Стрельское седло отогнуто восточно-саксонской поперечной флексурой таким образом, что его продолжение проходит в исполиновогорском куполе. Между тем было бы еще преждевременным пытаться найти дальнейшее продолжение отдельных элементов по простиранию.

6. ТЮРИНГЕНСКИЙ ЛЕС

Тюрингенский лес образует далеко выдвинутый к северо-западу отрог Богемского массива, отделенный с обеих сторон молодыми северо-западными разломами от пермо-триасового окружения. При этом его юго-западная граница может рассматриваться, как прямое продолжение краевых сбросов Пихтовых гор и восточной Тюрингии, в то время как резкий обрыв в сторону тюрингенской впадины на северо-востоке отчетливо контрастирует с постепенным погружением восточной Тюрингии в том же направлении; быть может этот обрыв представляет собою постумное продолжение Франкенвальдского поперечного седла. На северо-западе отрог погружается под цехштейн района Верра у Эйзенаха. Внутренняя варисская структура расположена здесь почти перпендикулярно к более молодому ограничению глыб и принадлежит по природе своей более северной зоне, нежели описанная Саксо-тюрингенская глыба.

При рассмотрении в крупных чертах в Тюрингенском лесе можно выделить, считая с юго-востока на северо-запад, три элемента: 1) примыкающую к Западно-тюрингенскому седлу зону кембросилура с гранитовыми интрузиями, 2) центральную красноцветную мульду (обергофскую впадину), 3) западное гнейсо-гранитное седло Рула-Броттероде. Допермское основание состоит из пород с большим метаморфизмом, нежели в восточной Тюрингии. Стратиграфия этого основания в настоящее время еще не может быть дана, так что приходится ограничиваться описанием пород и их взаимоотношениями. Я начинаю обзор, исходя из северо-западной седловой области (рис. 177).

а) Допермское основание

Как древнейшая порода в Рула-Броттеродском седле выступают слюдяные сланцы, распространенные очень широко. Речь идет отчасти об очень монотонных филлитовых породах, отчасти о сильнее кристаллизованных биотитово-слюдяных сланцах, среди которых относительно редко включены несколько отличные типы (гранатово-слюдяные сланцы, ставролитово- и андалузитово-слюдяные сланцы). Из других прослоев здесь находятся кварциты и

роговообманковые сланцы с полевым шпатом и без него. Поблизости от включенных во всяком случае более молодых гнейсо-гранитов появляется содержание полевого шпата, но это не способствует более яркому отграничению возникших благодаря ему гнейсо-слюдяных сланцев.

Гнейсо-граниты безусловно моложе и могут принадлежать застывшему или отвердевшему под оболочкою слюдяных сланцев интрузивному телу. Порою слюдяные сланцы падают и под гнейсы, так что здесь мы может быть имеем дело с пластообразными согласными интрузиями общего СВ—ЮЗ простирания. Природа и возраст гнейсо-гранитов еще не выяснены.

Упомянем различные типы, а именно броттеродский гнейсо-гранит с включениями известняка и амфиболита и линзовидно-зернистый лауденбахский гнейс, быть может соответствующие инъекционной и смешанной зонам со слюдяными сланцами. Очковые гнейсы находятся в штейнбахском гнейсе, прорванном турмалиновыми аплитами; мелкозернистые аплитовые модификации имеются в либенштейнском гнейсе, в краевых зонах которого представлены также и диоритовые разности. Очень распространен так называемый тальский тип сланцеватого (слоистого) сильно катакластического гнейсо-гранита.

Еще недостаточно выяснено отношение этой более древней группы к варисскому (? верхне-карбоновому) граниту, который образует в пределах этой области три довольно крупных массива, более или менее ясно вытянутых в общем простирании с северо-востока на юго-запад. Большая заостренная к северо-востоку масса включена между северо-западной глыбой Рулы и юго-восточной Броттеродской; меньшая неправильная в деталях масса видна на юге последней у долины Трузы; третья сопровождает ее восточный край и исчезает под пермским покровом. Нормальная гранитная фация — беспорядочно-зернистая, иногда порфировидная с крупным олигоклазом, по краям становящаяся сиенитовой (дурбахитовой), вследствие убыли кварца и появления роговой обманки. Гранит часто носит следы весьма значительного последующего раздробления. Апофизы в слюдяные сланцы часты, так что контакт в частностях кажется не вполне согласным. Не раз высказывалось мнение, что гнейсо-гранит являет собою лишь сланцеватую краевую фацию гранита; однако гораздо вероятнее, что он относится к более древней генерации, хотя наметить величину возрастного интервала между ними нет никакой возможности.

В слюдяных сланцах перед нами находятся слои не моложе кембросилурийского возраста. Однако они столь сходны с слюдяно-сланцевой и филлитовой зонами северного Спессарта, что я смело могу считать их допалеозойскими.

В постели пермской центральной мульды на юге и востоке ее выступает довольно крупный гранитный массив Зуль-Целла, вероятно имеющий непосредственную связь с восточным броттеродским гранитом, скрытую красноцветными отложениями. Гранит Зуля грубозернист, иногда несколько порфировиден с колеблющимся содержанием роговой обманки и имеет связанную с главною

породою посредством пилиров тоналитовую (кварц-диоритовую) краевую фацию. Он пронизан многочисленными аплитами и реже — минеттами. По большей части наблюдается ясная сланцеватость, простирающаяся с ВСВ на ЗЮЗ вплоть до СВ — ЮЗ, по преимуществу падающая на северо-запад, с линейным растяжением, падающим к северо-востоку на 20°. Две системы поперечных трещин (ССЗ и СЗ) секут его. Аплиты лежат почти всюду в плоскости сланцеватости. В этом выражается несколько более древняя варисская тектоника, отклоняющаяся от чистого направления с СЗ на ЮВ, свойственного пермским трещинам, жилам и сбросам. На востоке (Шмидефельд) гранит проявляется в ярко выраженном интрузивном контакте с филодовыми сланцами Западно-тюрингенского седла. Здесь хорошо можно наблюдать контактовые поля кроме целого ряда магматических рудных месторождений, среди которых Фрейберг различает следующие типы:

1. Интра-магматический: магнетитовые руды Черного креста (Шварцен-Крукса).
2. Перимагматический: контактовые месторождения долины Зормица: свинцово-цинковые руды, пирротин и арсенопирит.
3. Апомагматический: сурьмяно-рудные месторождения Шлейца, золото-кварцевые жилы.

О многочисленных секущих основание пермских жилах речь будет ниже.

b) Красноцветная толща

Полный разрез красноцветной толщи сохранился лишь в центральной мульде. На западном седле (Рула) средний красноцветный отдел отсутствует, да и нижний сильно сокращен. Свита трансгредирует на очень неровный ландшафт, так как колебания мощностей и даже выклинивание более глубоколежащих членов представляют обычное явление. Так как свита обильно прорвана излившимися покровами, невозможно сделать обобщающих замеров мощности. Расчленение, согласно Бейшлагу и по данным геологических специальных карт, следующее:

Нижний отдел красноцветных отложений

1. Геренские слои. Свита очень разнообразных изверженных покровов и туфов с более подчиненными нормальными осадками. Эта свита в смысле мощности значительно увеличивается к юго-востоку. Внутри изверженной свиты преобладают основные типы; только наверху распространены кварцевые порфиры, но все же нельзя установить общего соответствия порядка возрастов с усилением кислотности. Готан (*X, 20*) недавно высказал предположение, что нижние части геренских слоев вместе с не имеющими промышленного значения месторождениями углей (Эренкаммер) быть может принадлежат еще стефанскому ярусу, так как там встречены еще верхне-карбоновые растения (*Callipteridium pteri-*

dium, Sphenophyllum verticillatum, Lepidodendron), наряду с пермо-карбоновой смешанной фауной.

Подробное деление в области полного развития (Ильменау — Зуль) таково:

Наверху: Киккельганский порфир — фельзитовый порфир с туфами.
Сланцеватая глина и глинистый песчаник — поместно.
Гёлькопфский мелафир.
Верхние аржиллиты — туфы, связанные с брекчиями.
Слюдяной порфирит — несколько излияний, наиболее широко распространенных.
Нижние аржиллиты — более светлые, чем верхние.
Штютцбахский порфир — кварцевый порфир и фельзитпорфир.
Туфо-брекчия и подлинные осадки.
Мейергрундский порфир с крупным ортоклазом.
Энстатитовый порфир.
Аркозы и сланцеватая глина.
Внизу: Сиенит-порфир.

Эта свита представляет конечно только схему, так как различные члены ее быстро выклиниваются и в особенности кварцевые порфиры не выдерживаются по горизонтам.

В осадочных прослоях наряду с антракозидами, эстериями, *Acanthodes* и *Branchiosaurus* встречаются растения, и прежде всего *Pecopteris arborescens, Walchia piniformis, Calamites gigas.* Вышеупомянутый горизонт Эренкаммера содержит вместе с карбоновыми видами многочисленные пекоптериды *(Pluckeneti, feminaeformis, candolleana* и т. д.), *Sphenopteris Weissi, Cyclopteris scissa, Annularia stellata, Asterophyllites equisetiformis.*

2. Манебахские слои. Распространение как будто бы лишь местное (Ильменау): можно различить внизу конгломерат, на нем угленосные пласты, а вверху — мандельштейновый конгломерат. Изверженных пород нет.

В угленосных слоях, у Ильменау достигающих 45 *м* мощности и содержащих 8 пропластков угля, рядом с *Amblypterus* и антракозидами были найдены следующие растения: *Pecopteris arborescens, P. abbreviata, P. Candolleana, P. pinnatifida, P. Pluckeneti, Alethopteris Grandini, Callipteridium regina, Callipteris conferta, Odontopteris obtusa, O. osmundaeformis, Neuropteris cordata, Taeniopteris multinervis, T. jejunata, Annularia stellata, Sphenophyllum angustifolium, Sph. oblongifolium, Walchia piniformis, W. filiciformis, W. imbricata* (по Циммерману, лист Зуль, 1908).

Средний красноцветный отдел

3. Гольдлаутерские слои. Площадь распространения этого горизонта много больше, так как он несогласно залегает на образованиях фундамента и на теренских слоях. На юго-востоке он состоит только из осадочных пород (серые и красные песчаники и кон-

гломераты), темные сланцеватые глины с *Acanthodes*, вверху порфировые конгломераты, в которых иногда попадается немного угля (Крook). На северо-западе в него включены порфиры и мелафиры.

Со стороны фауны здесь несколько более обильно содержатся антракозиды, эстерии, а в средних сланцах и связанных с ними известняках характерны *Acanthodes Bronni, Xenacanthus Decheni, Amblypteruas arcuatus, Palaeoniscus minutus.* Из растений следует упомянуть: *Pecopteris arborescens, Desmopteris feminaeformis, Callipteridium subelegans, Callipteris conferta, C. Naumanni, Linopteris Germari, Taeniopteris multinervis, Odontopteris subcrenulata, Calamites gigas, Walchia piniformis, W. filiciformis, W. imbricata.*

4. Оберграфские слои. Они налегают иногда несогласно на более глубоколежащие горизонты. Здесь можно различить два кварцево-порфировых массива, состоящих из нескольких излияний с залегающею между ними осадочной зоною песчаников и сланцеватых глин (прототритоновые слои). Но и между отдельными излияниями местами заключены осадочные породы, а порою попадаются и мелафиры. Нижний порфир изобилует крупными выделениями, верхний — мелкозернисто-флюидален.

В черных сланцах средней зоны встречаются: *Branchiosaurus (Prototriton) petrolei, Gampsonyx fimbriatus,* антракозиды; из растений: *Odontopteris subcrenulata, Sphenopteris germanica, Callipteris conferta, Asterophyllites longifolius, Walchia piniformis, W. filiciformis,* антракозиды, растения.

Верхний красноцветный отдел

5. Тамбахские слои. Этот комплекс отчетливо налегает на различные горизонты вплоть до пород основания, что доказывается уже хотя бы содержанием галек как из герейских слоев, так и из кристаллического фундамента. Мощность в Тюрингенском лесе в 180—350 *м*, к северо-западу же она значительно возрастает; у Рихельсдорфа к северо-западу от Тюрингенского леса она доходит до 1 150 *м*. Свита состоит из конгломератов, песчаников и сланцеватых глин красноватого или бурого цвета, в которых, как редкость, встречаются небольшие излияния мелафира и порфира. Из растений попадается *Walchia imbricata.*

Общая мощность тюрингенской красноцветной толщи должна достигать 2 000 *м*. Очень характерен интенсивный вулканизм, начинающийся очень рано и продолжающийся здесь дольше, чем в большинстве остальных внутренних впадин. В связи с этим следует отметить, что штоки и питающие излияния трещины вероятно представлены многочисленными жилами, секущими фундамент в преобладающем СЗ — ЮВ простирании.

Из жил, достигающих низов красноцветной толщи, прославились во всяком случае смешанные жилы долины Трузы. По Бюккингу, здесь имеются следующие комбинации:

Сиенит-порфир + жильный мелафир (авгит-керсантит); гранит-порфир + жильный мелафир; гранит-порфир + сиенит-порфир; гранит-порфир + сиенит-порфир + жильный мелафир. Притом наи-

более богатый кремнекислотой член лежит посредине и симметрично по бокам окружен более основными. Здесь, по Бюккингу, могла происходить дифференциация на месте, вследствие колебаний давления при застывании. Отдельные типы пород показывают отчетливо отношение с пермскими покровными излияниями и позволяют обоснованно думать об их происхождении от дифференциации единого магматического очага.

c) Общая сводка

Фундамент Тюрингенского леса принадлежит более глубокой зоне, нежели примыкающая на юго-востоке краевая зона Богемского массива. Фациальные отношения нижнего силура тут отчетливо указывают на то, что здесь уже в древнем палеозое существовала суша; вследствие этого можно полагать, что слюдяные сланцы Рулы — допалеозойские. Предположительно здесь не отлагалось никаких девонских и нижне-карбоновых осадков. Об участии каледонских и ранних средне-девонских движений едва ли можно что-нибудь сказать. Во всяком случае обильные и обширные карбоновые интрузии гранитов здесь весьма распространены, причем у них имеются более древние предшественники (? каледонские) в виде гнейсо-гранитов. Эта зона имеет свое естественное продолжение на юго-западе в Спессарте, на северо-востоке — в Кюффхёйзере. Лишь после верхнего карбона, или уже у его верхней границы наступает общее опускание, которое сперва простерлось от Западно-тюрингенского седла до гнейсовой области Рулы, затем в средне-красноцветное время сконцентрировалось в центральной мульде к югу от Рулы, причем Рульское седло в это время поднялось. Эта впадина возможно имеет продолжение к северо-востоку в Заальскую область, тогда как к юго-западу от Тюрингенского леса она вскоре кончается. Вулканизм красноцветного времени находился во всяком случае в связи с тектоническими движениями, обнаруживающимися в несогласном налегании тамбахских слоев. Ряд идущих с северо-запада на юго-восток нарушений возможно восходит к этой заальской фазе, быть может связанной также и со слабой складчатостью. В частностях пока еще вряд ли можно выделить ее из более поздних движений. В верхнем красноцветном отделе эта область отходит к центральной впадине, вытянутой с северо-востока на юго-запад; юго-восточный ее край обрисовывается по линии Спессарт — западная Тюрингия, в то время как северо-западный край шел от Рейнских сланцевых гор к восточному Гарцу (саар-заальская впадина).

7. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ САКСО-ТЮРИНГЕНСКОЙ ОБЛАСТИ

Хотя характер месторождений северо-западного края Богемского массива во многом напоминает западные Судеты, но все же эта область по интенсивности и разнообразию минерализации входит в единое целое с варисскими горами. Как и в других внутренних частях варисских гор, так и здесь группа каустобиолитов ограничена от-

дельными, почти не имеющими значения внутренними впадинами. В смысле осадочных рудных месторождений область эта тоже бедна. Наибольшую роль играют они пожалуй в ордовиции, в то время как варисский цикл создал их лишь немного. В этом опять-таки определенная противоположность с Рейнскими сланцевыми горами, а также и с восточными Судетами. Значение области заключается в огромном развитии тех полезных ископаемых, которые явились следствием варисских трещин и интрузий, но образование которых продолжалось долгое, даже очень долгое время после конца последних. При этом «ведущие» руды Судет — медь и мышьяк — отнюдь не редки, но характерный отпечаток все же налагает группа оловорудных жил и серебро-свинцово-цинковая группа, разнообразие которых поистине изумительно.

Каустобиолиты *(XII, 47, 49)*. Значение имеет в сущности лишь рудногорский бассейн Цвиккау-Лугау-Флёга с продуктивной свитой в 150—400 *м* мощностью, верхне-вестфальского — нижне-стефанского возраста. У Цвикау имеется 11 угольных пластов со средней суммарной мощностью в 26 *м*, но колебания в развитии их очень сильны, — у Лугау всего 8 пластов с 12—19 *м* угля. Запас в 1913 г. исчислялся в 225 млн. *т*. Добыча равнялась в 1925 г. 3 869 тыс. *т*.

Бассейн Дёлена у Дрездена содержит в нижних красноцветных отложениях 4—6 угольных пластов весьма нечистого качества, из которых лишь один имеет 2—4 *м* промышленного угля. Запасы в 1913 г. равнялись приблизительно 15 млн. *т*, но в значительной мере уже выработаны.

Меньшие угольные месторождения в нижнем красноцветном отделе известны далее в Баварии у Эрбендорфа и Штокгейма.

У Штокгейма залегает довольно нечистый пласт с сильно меняющейся мощностью.

И у Эрбендорфа перед нами тоже угольный пласт, залегающий около 2 *м* мощности в нижнем красноцветном отделе. Свита лежит на гнейсе, который принадлежит уже в сущности молданубскому краю.

Продолжение к западу отрезано краевым горным разломом, так что здесь едва ли известно протяжение бассейна, как и в Штокгейме *(X, 57, 67)*.

В Тюрингенском лесе в красноцветной толще существуют слабые угольные пласты в манебахских (Ильменау) и в гольдлаутерских слоях (Крook); они тоже имеют лишь чисто местное значение *(X, 16)*.

Этим исчерпываются известные запасы углей в этой области; между тем не исключена возможность, что область накопления осадков веттинской впадины в той или иной форме продолжается и в Северо-саксонской равнине и там угленосна; поэтому следовало бы указать на желательность бурения на уголь в Добрилугке, в юго-восточной части Бранденбургской Марки (ср. гл. XII, 2b).

Железные руды. Здесь вновь можно отметить три различные группы: месторождения сингенетического осадочного характера, жильные месторождения шпатового и красного железняка и место-

рождения контактово-метаморфического, метасоматического и магматического происхождения, к которым примыкает сложная группа с разнообразным содержанием руд.

Практическое значение имеют в сущности лишь осадочные руды, прежде всего связанные с ордовицием.

Ордовикские руды *(X, 16, 18)* восточной Тюрингии являются признаком мелководной фации нижне-силурийского моря и образовались в близких к берегу областях в виде оолитовых красных железняков с накоплением железа в них вследствие выветривания близлежащей суши (Фрейберг). Кремнекислота, освобождавшаяся при этом выветривании, уносилась далее и приводила в более отдаленных от берега частях к отложению железных силикатов (шамозитов и тюрингитов). Чаще всего встречающийся шамозит имеет содержание железа 36% при 1,63% окиси титана. Залегание очень правильное, так что можно различить 3—4 залежи. Разрез сверху вниз, по Фрейбергу, таков:

Кожистые сланцы
1 залежь: 15—20 *м* шамозита и тюрингита.
Главный кварцит: 6—10 *м*.
2 залежь: железный оолит — около 2 *м*.
Грифельный сланец.
Переходный кварцит.
3 и 4 залежи, отчасти объединенные: 0,3—2,8 *м*, преобладает красный железняк, между ними — песчаный сланец.
Фикодовые сланцы.

Аналогия с богемскими и арморикапскими месторождениями весьма большая, хотя горизонт и не совсем тот. Запасы измеряются в 50 млн. *т*. Добыча 1923 г. равнялась 90 тыс. *т*.

Меньшие залежи красного железняка выступают также в связи с диабазами кембросилура в Рудных горах и Фогтланде.

Меньшее значение имеют красные железняки, находящиеся в более глубоком верхнем девоне и по его основанию (зоны 1 α и 1 β) у Штебена и Штадтштейнаха во Франкенвальде *(X, 67)*. Они постоянно связаны с диабаз-мандельштейнами и шальштейнами (подводными туфами) девона и могли также возникнуть осадочным путем по аналогии с рейнскими и восточно-судетскими месторождениями. Пласты не слишком долго выдерживаются меньше 1 *м* мощностью; содержание железа в среднем 35—38% при некоторой доле фосфора (0,03—0,32%). Портит их присутствие серного колчедана.

Контактово-метаморфические железорудные месторождения указывают, несмотря на некоторое различие в проявлении, сходства с подобною же группой в западных Судетах. Обычно речь идет лишь о меньших по размерам месторождениях подчиненного значения.

Месторождение Шварцен-Крукса в Тюрингии лежит по контакту силура с молодым гранитом *(X, 16)*. Магнитные железняки выступают в связи с довольно сильно метаморфизованными поро-

лами. Фрейберг с недавних пор, усумнился в контактовой природе этого месторождения, и считает руды массами, вынесенными наверх гранитом.

Контактово-метаморфическое образование вероятно следует приписать магнитным железнякам, которые проявляются в виде залежей в силурийских известняках во Франкенвальде поблизости от гиршбергского гнейса. Наиболее известные лежат у Рудольфштейна и Тифгрюна. Кроме того здесь же в палеопикритовых сланцах имеются магнетитовые линзы, рассматриваемые как магматические выделения (*X*, *57*, *67*).

В контактовом поле гранита Маркерсбаха уже известны магнетитовые залежи, связанные с известняковыми горизонтами.

Быть может сюда же следует добавить и залежи магнетита, находящиеся в пироксеново-амфиболовых породах слюдяно-сланцевой группы западных Рудных гор. Так как они к тому же содержат еще мышьяковые, висмутовые и кобальтовые руды, то тут возможно перед нами более сложные образования, к которым мы еще вернемся.

Обогащенные магнетитом участки известны наконец и в граните Эйбенштока у Нейдека; они связаны с оторванными глыбами вмещающих пород, захваченными гранитом.

Метасоматические железные руды выступают южнее пихтовогорского гранита в двух известняковых полосах в филлите. Здесь речь идет о шпатовых железняках, отчасти вторично превращенных в бурый железняк; залежь, центром которой может считаться Арцберг, имеет мощность в 2—12 *м* (*X*, *67*).

Жильные железные руды тоже известны в различных местах Саксонии и Тюрингии, однако не достигают нигде крупного промышленного значения.

Жилы железного шпата (шпатового железняка) прежде всего выходят в восточно-тюрингенском палеозое, где они главным образом секут более древние формации, но, по Вурму, проникают до самого кульма. Они простираются преимущественно с СЗ на ЮВ и обычно не очень мощны. Они содержат 38—44% железа, 2—2,5% марганца и часто немного медных и никелевых руд. Наиболее известные жилы находятся у Лобенштейна; меньшие месторождения тянутся однако до самой Баварии. И в Саксонии тоже известны подобные жилы (Эльсниц, Лёйбета, Плауэн) (*X*, *72*).

Жилы красного известняка распространены довольно широко. Проходящие в граните Рулы и у Зуля параллельно к краевым трещинам Тюрингенского леса красные железняки много моложе гранита, равно как и жилы у Камсдорфа и марганцовые руды Ильменау. Напротив жилы красного железняка, более юго-западно расположенные, примыкают как будто бы к молодым гранитам. Следует назвать жилы кварца с железным блеском в граните Штейнаха в Баварии, затем красножелезняковые жилы в филлито-гнейсах Пихтовых гор, связанные с лампрофирами (*X*, *67*). В кристаллических сланцах Рудных гор (Аннаберг, Мариенберг) и в самом граните (Шварценберг, Иоганнгеоргенштадт) тоже известна жила красного железняка.

Сложные железорудные месторождения *(X, 69)*. Сюда следует включить три месторождения в Рудных горах, которые хотя и содержат главным образом железную руду и связаны с близостью молодого гранита, однако по своему богатству другими рудами указывают на особые условия образования.

У Граслица (Клингенталь) между кварцево-полевошпатовыми филлитами внизу и менее метаморфизованными глинистыми сланцами вверху залегают согласные залежи с разнообразными рудами, достигающие 0,5—3 *м* мощности и в длину по простиранию 3 *км*. Известно до 10 пластов, лежащих друг над другом. Безрудные части состоят из кварца, обломочной сланцевой массы, так что, по Гэберту (*X, 71*), залежи повидимому следуют за зонами подвижек. Руды лежат в стержневидных скоплениях и в каймах импрегнации. Древнейшим по выделению следует считать пирротин, который, по Крущу, должен быть интрузивного происхождения. В отчасти несогласных обломках затем осаждаются халькопирит, арсенопирит и пирит, следовательно относящиеся к более позднему пропитыва-

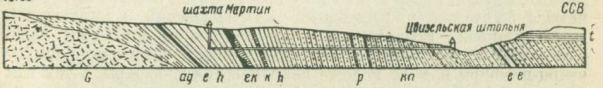


Рис. 185. Разрез через поле контакта Берггисгюбеля (из Бека, Рудные месторождения).

G—гранит; *ag*—андалузитово-слюдяная порода; *h*—роговообманковый и салитовый сланцы; *kn*—желваковые сланцы; *e*—рудные залежи; *k*—кристаллический известняк; *p*—кварц-порфир; *t*—мел.

нию. Содержание меди до 1—1,3%. Добычи в настоящее время не производится.

Месторождение Шварценберга (*X, 68*) лежит в кристаллическом куполе, ядро которого состоит из очкового гнейса, а плащ из слюдяного сланца и филлита. По оси купола прорвался более молодой гранит. Внутри слюдяных сланцев проявляются две концентрические зоны контактово-метаморфического известняка, с актинолитом, эпидотом, гранатом, везувианом и т. д. В этих известняках и актинолитовых роговиках залегают полосы магнетита, которые следует опять-таки рассматривать как более древние выделения. Позже эти полосы претерпели исходящую от жил импрегнацию свинцовым блеском, медным колчеданом, оловянной рудой и повидимому более поздними рудами серебряной и кобальтовой групп. Здесь тоже шли одновременно контактово-метасоматические, пневматолитические и термальные процессы. Рудоносность весьма изменчива, так что разработка ставилась то на одни, то на другие группы руд.

У Берггисгюбеля у Сланцевых гор долины Эльбы (по восточному краю Рудных гор) филлиты и палеозойские сланцы контактово-метаморфически изменены меньшими гранитными массивами. В очень правильных контактовых полях находятся магнетитовые залежи внутри салитово-гранатово-роговиковых пород, т. е. в превращенных

известняках. Наряду с магнетитом они содержат большие количества халькопирита, пестрой медной руды, блеклой руды, иногда оловянного камня. Эти позднейшие руды выступают тоже в форме жил и порою сильно обогащены (Купферберг — Медная гора). Реже появляются галенит, сфалерит и миспикель. Тип месторождений напоминает очень сильно вышеупомянутые и показывает явную связь с западными Судетами, особенно с обрамлением исполиново-горского гранита (*X*, 78).

Оловянные руды (*X*, *67*, *70*, *75*, *81*). Только что описанные комплексные месторождения приводят нас к самым важным, жильным рудам по северо-западному краю Богемского массива. Среди последних особенно характерна оловянно-вольфрамовая группа. Она связана с самыми молодыми гранитными интрузиями во внутренние части Саксо-тюрингенской глыбы, а именно с гранитами Пихтовых гор и с гранитовой зоной Кирхберг-Эйбенштоk-Карлсбад, идущей вкрест общему простиранию (западные Рудные горы); кроме того она привязана и к гранитной зоне Дишпольдисвальде — Теплиц на востоке, идущей поперек к общему простиранию. Эти граниты отличаются богатством пневматолитических выделений и интенсивной грейзенизацией. Возраст до некоторой степени определим лишь в восточной области: там оловоносный гранит моложе чем теплицкие кварц-порфиры и даже моложе нежели гранит-порфиры, а так как кварцевые порфиры можно причислить к красноцветной толще, то оруденение может быть — самое раннее — пермским. Насколько такое заключение правильно для западных месторождений, ускользает от точного определения.

В восточной группе центрами добычи являются местности: в Богемии — Граупен и богемский Циннвальд, в Саксонии — Циннвальд, Альтенберг, Гласхютте и т. д. Род месторождений часто изменяется. У Зейффена, как и в Корнуоле, установлен переход к медным рудам на больших глубинах. У Альтенберга разрабатывались «оловянные штокверки», т. е. мощные, густо пронизанные тонкими прожилками зоны импрегнации в граните и в окружающей породе. У Циннвальда разработка ведется по пластам, т. е. по пологим трещинам с жильным выполнением, доходящим до 2 *м* мощности. Здесь обнаруживается отчетливая полосчатая структура, выражающая порядок выделения минералов: литиевая слюда — вольфрамит-кварц и касситерит-шеелит. Содержание олова в рудах от 0,2 до 0,8%. Особенно высокое в Циннвальде содержание вольфрама (0,07 до 0,15% WO_3) здесь привело к усиленнейшей добыче вольфрама. Добыча в саксонской части дала в 1907 г. 59 *т* вольфрамовой руды, в 1925 г. — 230 *т* вольфрамовой и оловянной руды; добыча Богемии в 1906 г. была — 49,9 *т* вольфрамовой руды и в 1924 г. — 61 *т* вольфрамовых концентратов.

Следует упомянуть еще месторождение Задисдорф у гранит-порфирового штока к западу от Альтенберга, где ранее разрабатывался штокверк медно-оловянных рудных жил, тогда как позднее в граните была найдена жила с богатейшим содержанием вольфрамита и молибденового блеска. Кнаружи и кверху жилы становятся колчеданно-обманковыми.

В центральных частях Рудных гор выступают оловянные руды у Мариенберга и Зейффена; родоначальный гранит скрывается в глубине.

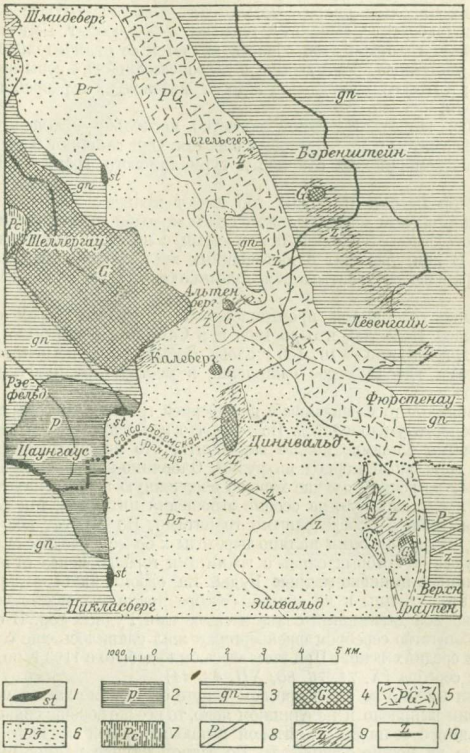


Рис. 186. Карта Альтенберга и Циннвальда. По Дальмеру (из Бека, Рудные месторождения).

1—каменноугольная формация; *2*—филлитовая формация; *3*—гнейсовая формация; *4*—гранит; *5*—гранит-порфир; *6*—теплицкий кварц-порфир; *7*—порфир каменноугольной формации; *8*—жильный порфир; *9*—многочисленные оловянно-рудные жилы и полосы „цвиттера"; *10*—оловорудные жилы вне области импрегнации.

В западных Рудных горах руды происходят от гранитов Гейэра, Эренфридерсдорфа и большого Эйбенштокского массива. Здесь тоже месторождения заходят в Богемию (Шлаггенвальд). Парагенезис сходный с тем, что на востоке. Для Эренфридерсдорфа например характерен тот же ряд минералов: топаз — вольфрамит — касситерит — миспикель — кварц — молибденит — апатит — более редкие руды (жильбертит [1], фенакит [2], гердерит [3]) — флюорит. Богатство топазом всех гранитов этой области является ее отличительной чертой. В настоящее время добыча в саксонских частях зоны незначительна; в Шлаггенвальде еще ведется интенсивная разработка на вольфрам.

В Фогтланде у Эльсница известно несколько кварцевых жил с вольфрамитом и молибденовым блеском. Они залегают в контактовой зоне кембрийских сланцев и турмалинового гранита Лаутербаха.

Месторождения Пихтовых гор имеют меньшее значение. Здесь в Снежногорском массиве лежит более молодой литионитовый гранит, повидимому находящийся в связи с пегматитами данной области. В нем проходят 6 маломощных жил с оловянным камнем. Здесь раньше разрабатывались примыкающие сюда оловянные россыпи.

Расцвет оловянной промышленности в Рудных горах отошел в прошлое. Известно, что до 1900 г. в Саксонии всего было добыто 87 650 *т*, в Богемии — 107 160 *т* олова. Добыча ранее не ценившегося вольфрама внесла новое оживление в местную рудную промышленность.

Оловянные руды связаны с периферией гранитного тела; внутри рудоносность уменьшается. Из того, что прейзен рассечен свежими аплитовыми жилами, можно заключить, что пневматолиз произошел в начальный период интрузии. Оловянно-вольфрамовые руды образуют во всяком случае хорошо очерченную перимагматическую группу, указывающую на особые отношения интрузии, так как она связана лишь с определенными гранитами. Но следует все же отметить, что в Саксонии налицо переходы к более молодым сульфидным рудам, у которых связь с гранитами гораздо менее отчетлива.

Свинцово-цинково-медные руды. На огромнейшем распространении этой группы и на обилии серебра некоторых месторождений основана вся давнишняя слава и самое имя Рудных гор. В особенности богатство серебром фрейбергских жил славилось еще с самого начала средних веков. При этом здесь было добыто с 1163 г. по 1896 г. 5 243 *т* серебра (*X, 71, 76, 80, XII, 43, 44*).

Если именно во Фрейбергском округе отношение жил в молодой интрузии выявлено и не слишком ясно, то все же вообще связь минерализации с большой гранитовой питающей зоной позднего палеозоя едва ли можно оспаривать. Во всяком случае принос руд продолжался много дольше варисского горообразования.

[1] *Прим. ред.* Жильбертит — калиевая слюда в рудных месторождениях Рудных гор.

[2] *Прим. ред.* Ортосиликат бериллия — Be_2SiO_4.

[3] *Прим. ред.* Сложный фосфат бериллия и кальция $CaBePO_4(F,OH)$.

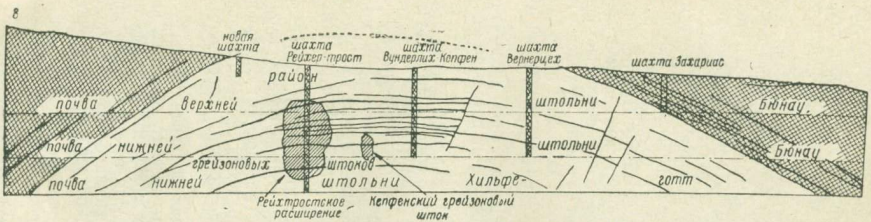


Рис. 187. Разрез через гранитный шток Циннвальда. По Zinkeisen (цинк—железо) (из Бека, Рудные месторождения).

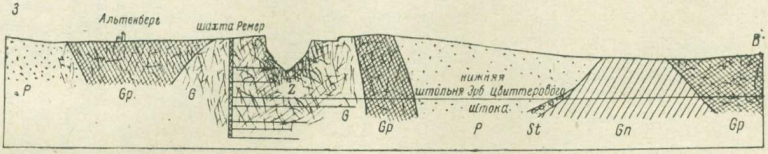


Рис. 188. Разрез через Альтенбергское оловорудное месторождение. По Дальмеру (из Бека, Рудные месторождения).

P—теплицкий кварц-порфир; *Gp*—гранит-порфир; *G*—гранит; *Z*—шток „цвиттера"; *Gn*—гнейс; *St*—карбон.

Вместе с Бейшлагом (*XII, 44*) можно признать, что первый разрыв трещин произошел в верхнем карбоне и перми; поэтому и более древние жилы оказываются по времени и месту связанными с оловянно-каменной формацией. Но так как баритовые жилы идут и в мел, то минерализация видимо длилась и в течение саксонского орогенеза. Этот факт следует учитывать и в других областях, так как верхняя хронологическая граница этой жильной группы редко где может быть установлена с точностью.

Фрейбергский округ со своими 1 100 рудными жилами явился исходным пунктом для систематики этой жильной группы, основанной на видах жил и на содержании руд. Вытекающие из этой систематики возрастные отношения пригодны с малыми изменениями и для других частей Рудных гор и как будто бы имеют более общее значение,[1] но конечно их схематическое приложение к другим более отдаленным районам может оказаться ошибочным. Естественно между отдельными «формациями» имеются переходы, да и господствующая рудоносность подвержена колебаниям. Простирание отдельных жильных групп наконец подвержено несомненной закономерности, которая точно так же не может быть безусловно приложена к другим округам. Жилы проходят по теменному участку гнейсового купола без видимой связи с более молодыми интрузивами. Господствующие направления простирания — рудногорские (ССВ и ВСВ) и герцинские (ВЮВ и ЮЮВ).

Во Фрейбергской области можно различать более древнюю и более молодую жильные группы; внутри последних возможны еще следующие подразделения:

1. Благородная кварцевая формация. Жильная порода — преимущественно кварц и кремень. Среди руд особенное значение имеют благородные серебряные руды [серебряный блеск, пираргирит (Ag_3SbS_3 = Rotgiltigerz), прустит ($Ag_6As_2S_6$ = Weißgiltigerz), миаргирит [2] и т. д.]. Тут же господствуют колчеданы: серный, мышьяковый, а сурьмяные руды очень часты. Мышьяковые колчеданы содержат до 0,3% серебра, пирит до 0,5% серебра. В сурьмяных рудах можно указать 0,5—0,8 *г* золота на тонну.

Жилы эти простираются в ССВ на ЮЮЗ и до ВСВ — ЗЮЗ. Мощность их невелика: 0,2—0,8 *м*, редко больше. Они без сомнения древнейшие в округе, так как секутся (? пермскими) кварц-порфирами, которые в свою очередь рассечены всеми прочими жильными формациями. Здесь, судя по этому, могла быть непосредственная связь с более молодыми интрузивами.

2. Колчеданная свинцовая формация. Жильная порода — тоже главным образом кварц. Главные руды: галенит, сфалерит, пирит, арсенопирит. В меньших количествах присутствует халькопирит. Галенит содержит 0,1—0,3% серебра. Для генезиса важно микроскопическое доказательство наличия оловянно-каменных микролитов и вольфрамита, так как из этого вытекает связь с пнерматолитовой оловянно-каменной формацией.

---

[1] См. например Шварцвальд, стр. 393.

[2] *Прим. ред.* Миаргирит — сульфат серебра и сурьмы $Ag_2S \cdot Sb_2S_3$.

Мощность этих жил — *от* 0,5 до 1,5 *м*. Господствующее простирание тоже ССВ. Жилы несомненно моложе, нежели кварцевые порфиры, но принадлежат безусловно более древней жильной группе, что выступает особенно ярко в аналогичных месторождениях западных Рудных гор (см. ниже).

Так называемая медная формация с кварцем в виде жильного заполнения и более богатым содержанием медного блеска, халькопирита, пестрой медной руды, наряду с обилием пирита может вполне рассматриваться, как разновидность колчеданной свинцовой формации, тем паче, что и тут указывается микроскопическое содержание касситерита. Важен тот факт, что с глубиною халькопирит отступает на задний план, а более распространенным становится галенит.

3. Благородная и буро-шпатовая (карбонатно-шпатовая) свинцовая формация. Здесь жильная порода становится изменчивой, так как кварц заменяется карбонатами (у Фрейберга прежде всего бурым шпатом и марганцовым шпатом — родохрозитом). Важнейшими рудами являются: серебросодержащий свинцовый блеск (0,4—0,6, даже до 2% Ag), серебросодержащая цинковая обманка (0,5% Ag), самородное серебро, благородные серебряные руды (пираргирит, прустит, блеклая руда, аргентит), серебросодержащие сурьмяные руды, пирит.

Жилы пожалуй несколько более мощные, нежели ранее названные формации. Направление простирания колеблется, так как группа следует как рудногорскому, так и герцинскому направлению. Из этого можно вывести немного более молодой возраст жил.

Молодая группа. Рудные жилы более молодой группы простираются повсеместно в герцинском направлении.

4. Баритовая свинцово-серебряная формация. Жильная порода прежде всего барит, потом флюорит и кварц. Руды: серебросодержащий галенит, сфалерит, мышьяковое и сурьмяное серебро, халькопирит, пирит, марказит, вуртцит [1]. В западных Рудных горах можно выделить подгруппу с кобальтовыми и урановыми рудами (см. ниже). Жилы в 0,4—4 *м* мощностью. Залегание указывает с несомненностью на более молодой возраст по сравнению с ранее поименованными формациями; принадлежность к варисскому циклу поэтому отнюдь не может считаться окончательной.

5. Железо-марганцовая формация. Жильная порода — кварц и барит; красные железняки и железный блеск преобладают; у выходов выступают (в верхах) бурый железняк и псиломелан. Эта несомненно более молодая группа здесь упомянута лишь для полноты картины.

Добыча Фрейбергского округа ныне сильно сократилась. В 1924 г. было добыто 11 500 *т* с 255 *т* свинца. Добыча серебра в настоящее время больше роли не играет.

Жилы благородной кварцевой формации продолжаются еще далеко на север; они известны у Дипольдисвальде и даже в гранулите Росвейна имеются вероятно сюда же относящиеся месторождения. В богемской части у Клостерграба они тоже встречаются.

[1] *Прим. ред.* Вуртцит — лучистая цинковая обманка ZnS.

Следует еще упомянуть жилы Гогенштейна с кварцем, кальцитом и бурым шпатом в виде жильного заполнения, и с серным и мышьяковым колчеданом и медными рудами, порою имеющими наибольшее значение. Это тоже представители древнейшей группы.

Более молодая баритовая формация повидимому распространена еще шире (Миттвейда, Эдеран). В оболочке гранита известны жилы СЗ простирания в 1,5—2,5 *м* мощностью, содержащие баритовые свинцовые руды.

В верхних Рудных горах, а именно на западе, известно много районов с аналогичными по существу отношениями. Они залегают в гнейсах и в покрове гнейсов, но обнаруживают здесь вполне отчетливую связь с интрузиями Кирхберг — Эйбенштокского массива. В смысле возрастных отношений, парагенеза и модификации рудоносности здесь можно привести важные дополнения к Фрейбергским рудным месторождениям.

Как особенно характерная черта здесь выступает молодая серебро-кобальт-урановая группа.

В Катаринабергском гнейсовом куполе распространены жилы колчеданной формации, но они богаты медью и вследствие содержания в них касситерита и флюорита занимают переходное положение.

В Аннабергском округе *(X, 79)* известно в серых гнейсах около 300 жил, тоже принадлежащих двум различным по возрасту группам. К древнейшей относятся вместе с ранее названными оловянными рудами и колчеданно-обманковые свинцово-рудные жилы, отличающиеся обилием меди. Они простираются главным образом на северо-восток и моложе, нежели принадлежащие к гранитному комплексу лампрофиры. Молодые жилы простираются если не всегда, то почти всегда на ССЗ и важны благодаря содержанию в них серебра и кобальта.

Жильная порода: барит, известковый шпат и кварц; пирит тоже встречается в больших количествах. Порядок минерального выделения следующий:

1. Тяжелый шпат, флюорит, кварц.
2. Бурый шпат и руды никелево-кобальтово-висмутовой группы (хлоантит[1], шпейзкобальт, красный и белый никелевый колчедан, самородный висмут, висмутовый блеск).
3. Благородные серебряные руды (пираргирит, аргентит, хлорное серебро, самородное серебро) и самородный мышьяк.
4. Кальцит и урановая смоляная руда.
5. Продукты разложения (аннабергит, кобальтовые цветы).

Изредка попадающаяся урановая смоляная руда как будто бы является признаком первичных глубин. Группа эта моложе, чем лампрофиры, с выходами которых она часто связана. Она во всяком случае древнее, нежели третичные базальты.

В Мариенбергском районе известно до 100 жил, тоже принадле-

[1] *Прим. ред.* Хлоантит — $NiAs_2$.

жащих к колчеданно-обманковой формации и к серебро-кобальтовой группе. Простирание — СЗ и СВ. Добычи в настоящее время больше нет.

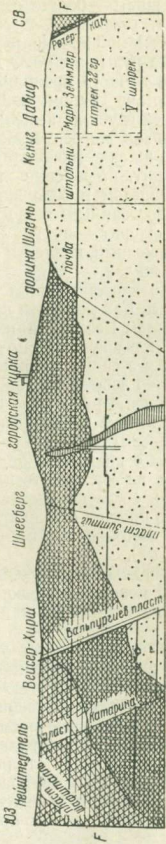
В Снежногорском районе имеются сходные возрастные отношения. Жилы здесь секут отчасти кембрий и филлит, отчасти кирхберг — эйбенштокский гранит. Более древняя группа относится тоже к колчеданной формации и отличается очень многочисленными жилами. Заслуживает особого упоминания изобилие мышьякового колчедана. Важнейшими рудами кроме того являются: сфалерит, галенит, пирит, халькопирит, тут же блеклая руда и молибденит. Жильная порода главным образом кварц. Более молодые жилы простираются по преимуществу на ЗСЗ и мощность их от 0,5 до 2 *м*. Число их в общем меньше, но они собираются порою в настоящий «жильный штокверк» (Нёйштэдтель). Они проходят главным образом в граните.

Жильная порода — барит, заполнение прежде всего отличается большим количеством серебра. Важнейшие руды: шпейз-кобальт, висмуто-кобальтовый колчедан, красный и белый никелевый колчедан, самородный висмут, благородные серебряные руды, арсенопирит, урановая смоляная руда.

Сходны с этим и отношения в Иоганнгеоргенштадтском районе, где однако преобладают висмутовые руды, так что еще в 1917 г. здесь удалось добыть 51 *т* висмутовой руды.

И урановые руды здесь тоже чаще встречаются.

Наконец знаменитый Иоахимсталь-ский район в Богемии отличается обогащением урановой руды (*X*, *66*, *74*, *77*). Руды проходят главным образом в слюдяных сланцах поблизости от контакта с эйбенштокским гранитом. Жилы простираются с востока на запад и с севера на юг, причем первая группа — старше. Здесь тоже имеет значение наблюдение, что рудные жилы моложе кварц-порфира, но древнее третичных базальтов и трубок взрыва (вакковых жил).


СВ
Кенигс Давид
Марк Земплер
Ветер
Ю3
Нейштедтель
Вейсер-Хирш
Шнееберг
Георгская кирка
долина Шлемы
Пс
Б
Пс
Пс
Пс

Древнейшие восток-западные жилы содержат главным образом кобальт — никель — вольфрамовые руды (никелин, хлоантит, смальтин[1], самородный висмут, висмутовый блеск), более молодые северо-южные жилы — богаче серебряными рудами (самородное серебро, аргентит, стефанит[2], прустит, пираргирит, тетраэдрит[3] и много других). Мышьяковые руды широко распространены. Знаменитые урановые руды занимают до некоторой степени промежуточное положение и часто проявляются обособленно. Все же более молодые жилы богаче ураном; кажется будто бы урановые руды относятся к большей глубине, нежели кобальт — никель — серебряная группа.

Жильная порода иоахимстальских жил изменчива; в северо-южных жилах господствует кварц и кремень, иногда доломит и кальцит. Урановые руды сопровождаются премущественно бурым шпатом в виде жильного заполнения. Парагенезис в этих жилах постоянный: кварц — урановая руда — бурый шпат. Темно-синий флорит — почти непременный спутник. Почти повсюду имеется медный колчедан в виде тоненьких прожилков в урановорудных жилах.

Из 36 известных жил только часть разрабатывается на урановые руды. Как наиболее производительное скопление их, а также и радия жилы Иоахимсталя в настоящее время имеют большое значение. Из 1 *т* урановой смоляной руды с 60% урана в среднем добывается 0,2 *г* радия. Добыча радия равнялась в 1922 г. 2,2 *г*. Общее количество добытого с 1909 по 1922 г. радия равно 24,7 *г*.

Свинцовые руды тоже известны еще далее на западе, в Баварии и Тюрингии, в различных местах. У Эрбендорфа и Альтфатера, т. е. южнее Пихтовых гор, в гнейсе проходят сереброносные свинцовые руды с кварцем в виде жильной породы. Жилы простираются с севера на юг. Собственно они относятся уже к молдануб-скому краю, но, согласно новейшим наблюдениям Вурма, они продолжаются и в нижнем отделе красноцветной толщи Эрбендорфского угленосного бассейна, что весьма важно для определения возраста этих руд *(X, 67)*.

Во Франкенвальде известны сереброносные свинцовые жилы меньшей мощности в девоне и карбоне. Они простираются с северо-запада на юго-восток и жильная порода в них преимущественно барит.

В Тюрингии следует упомянуть серебросодержащие свинцовые руды с цинковой обманкой, пруститом и пиритом у Вейтисберга. Они связаны с близостью гранита Геннеберга и залегают главным образом в метаморфических известняках и роговиках девона. Разработка в настоящее время не ведется *(X, 16)*.

В связи с этими рудами следует назвать еще некоторые, несколько в стороне стоящие месторождения, отношение которых к большим рудным группам не всегда понятно.

В контактовом поле геннебергского гранита в Тюрингии выступают кварцевые жилы с арсенопиритом и пиритом, простирающиеся

[1] *Прим. ред.* Смальтин или шпейзовый кобальт $CoAs_2$.

[2] *Прим. ред.* Стефанит — черная серебряная руда $Sb_2O_3 \cdot 5Ag_2S$.

[3] *Прим. ред.* Тетраэдрит — блеклая медная руда.

с северо-запада и запада, содержащие 6,8 *г* золота и 34,8 *г* серебра на тонну.

Важнее их сурьмяные руды Шлейца и Грейца, которые встречаются в линзах и кварцевых жилах (северо-южного простирания) преимущественно в нижнем силуре. Они стоят в известном отношении с диабазовыми дайками района, влияющими на направление и выполнение этих жил. До 2 *м* мощные жилы выполнены кварцем, кальцитом, железным и бурым шпатом и содержат главным образом антимонит. Ныне и эти жилы тоже заброшены *(X, 73)*.

Наконец медные руды известны в кембросилуре севернее Пихтовых гор у Штебена, Марктхорграста и т. д. *(X, 67)*. Речь идет о фальбандообразных импрегнациях пиритом древних сланцев, достигающих нескольких метров мощности. Халькопирит выступает в них в виде прожилков и может быть обогащен до 10—18% Cu.

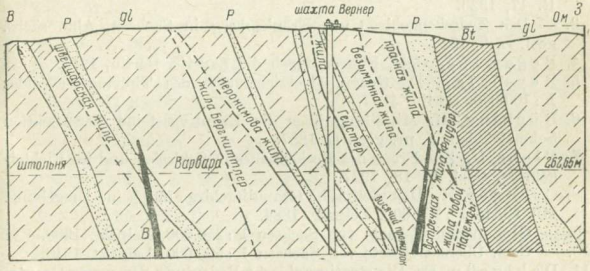


Рис. 190. Разрез через шахту Вернер у Иоахимсталя. По Бабанку.
gl—слюдяные сланцы; *P*—кварц-порфир; *B*—базальт; *Bt*—базальтовый туф.

Предположительно эти месторождения связаны с пихтовогорскими гранитами.

Золото. Золотыми месторождениями область эта не очень богата. Важнейшим является Гольдкронах, где в древнем палеозое, начиная с фикодовых слоев и до готландия проходят кварцевые жилы в 0,5—1 *м* мощностью. Они простираются с севера на юг и с северо-востока на юго-запад и содержат золотоносный пирит, арсенопирит, антимонит с содержанием серебра и самородное золото. Импрегнация самородным золотом вмещающих пород существует в небольшой степени. Разработки ныне заброшены, так как зона цементации повидимому пройдена.

Золотоносные кварцевые жилы известны также и в фикодовых сланцах и в шамозитовой залежи Шварцбургского седла *(X, 16)*. Здесь тоже золотоносность ограничивается зоной цементации.

Флюорит, барит. Из предшествующего описания уже явствует, что барит и плавиковый шпат свойственны как жильная порода преимущественно рудным жилам более молодой вероятно после-

палеозойской жильной группы. Это относится и к чисто флюоритовым и баритовым жилам. Фрейберг предполагает между тем, что некоторые месторождения плавикового шпата в Тюрингенском лесе например в граните Арольсбурга могут быть и древнее. Возможно, что это правильно и для некоторых месторождений в гранитах баварской части гор, а также и для Саксонии, так как первый принос плавикового шпата был связан с пневматолитовым огнейсованием в оловорудных районах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Beck, R. Geol. Führer durch das Dresdner Elbtalgebiet. Berlin, 1914.
2. Becker, H. Die neuen Arbeiten zur Geologie von Sachsen. Geol. R. 17, 1926.
3. — Das Zwischengebirge von Frankenberg in Sachsen. Abh. sächs. geol. L. 8, 1928.
4. Beger, P. J. Geol. Führer durch die Lausitz. Berlin, 1914.
5. Beyschlag, F. Geogn. Übersichtskarte des Thüringer Waldes 1 : 100 000. Berlin, 1897.
6. Bücking, H. Mitteilung über die Eruptivgesteine der Sektion Schmalkalden. J. pr. geol. L. 1887.
7. Cloos, H. Zur Frage des Deckenbaues in Schlesien und im Fichtelgebirge. Geol. R. 18, 1927.
8. Credner, H. Das sächsische Granulitgebirge und seine Umgebung. Mit Karte 1 : 100 000. Leipzig, 1884.
9. — Geol. Übersichtskarte von Sachsen 1 : 250 000. Leipzig, 1908.
10. — Geol. Übersichtskarte von Sachsen 1 : 500 000. Leipzig, 1910.
11. Dahlgrün, Fr. Die stratigraphische Bedeutung der neuen Graptolithenfauna im thüringischen Untersilur. Beitr. z. Geol. Thür. Bd. II, 1928.
12. Deubel, F. Orogenetische und magmatische Vorgänge im Paläozoikum Thüringens. Beitr. z. Geol. Tühr. 1. Heft, 1925.
13. — Der Südostrand der Münchberger Masse im Gebiet von Schwarzenbach a. d. Saale. C. f. Min. usw. 1923 Nr. 13 u. 14.
14. Eisel, R. Über die Zonenfolge ostthüringischer und vogtländischer Graptolitenschiefer. 39—42. Jharb. Ges. Freunde Naturw. 1900. Дополнение там же 43—45. Jahrb. 1903.
15. Franke, H. Geol. Wanderbuch für den Thüringer Wald. Stuttgart, 1912.
16. Freyberg, B. v. Erz- und Minerallagerstätten des Thüringer Waldes. Berlin, 1923.
17. — Die Fauna und Gliederung des thüringer Untersilurs. Z. D. G. G. Abh. 74, 1922.
18. — Die untersilurischen Eisenerzlager des osthüringischen Schiefergebirges. J. Hall. Verb. 4, 1923.
19. Gäbert. Die Gneise des Erzgebirges und ihre Kontaktwirkungen. Z. D. G. G. 1907.
20. Gothan, W. Über ein Vorkommen von Äquivalenten der Wettiner Schichten im Thüringer Wald. Z. D. G. G. Mon. 79, 5/7. 1927.

21. Hundt, R. Beiträge zur Kenntnis der Graptolithenfauna Deutschlands. J. pr. geol. L. 41, II, 1920.
22. — Die Gliederung des Thüringer Silurs. Geol. Archiv. 1923.
23. Jäger, W. Der Gebirgsbau des sächsischen Vogtlandes und dessen Erzlagerstätten. Adorf, 1924.
24. — Der geol. Bau des vogtländischen Phyllitgebietes zwischen Adorf, Auerbach und Graslitz. Abh. sächs. geol. L. 6, 1927.
25. Kossmat, F. und Pietsch, K. Einleitende Bemerkungen zu den Exkursionen der Geol. Vereinigung im sächsischen Granulitgebirge, Frankenberger Zwischengebirge und Erzgebirge. Geol. R. 13, 1922.
26. — Übersicht der Geologie von Sachsen. 2. Aufl. Leipzig, 1925.
27. — Erscheinungen und Probleme des Überschiebungsbaues im variscischem Gebirge Sachsens und der Sudetenländer. C. f. Min. B. 1925, № 11.
28. — Über die Tektonik des Gneisgebietes im westl. Erzgebirge. C. f. Min. 6—7, 1916.
29. Krenkel, R. Geol. Führer durch Nordwestsachsen. Berlin, 1914.
30. Liebe. Übersicht über den Schichtenaufbau Ostthüringens. Abh. pr. geol. L. Berlin, 5, 1884.
31. Loretz, K. Beiträge zur geol. Kenntnis der cambr.-phyll. Schieferreihe in Thüringen. J. pr. geol. L. Berlin, 1881.
32. — Über die Lagerung des Rotliegenden südl. von Ilmenau im Thüringer Wald. Z. D. G. G. 45, 1893.
33. Pietsch, K. Die geol. Literatur über den Freistaat Sachsen aus der Zeit 1870 bis 1920. Leipzig, 1922.
34. — Der Bau des erzgebirgisch-lausitzer Grenzgebietes. Abh. sächs. geol. L. 1927.
35. — Tektonische Probleme in Sachsen. Geol. R. 1914.
36. — Das Elbtalschiefergebiet südwestlich von Pirna. Z. D. G. G. 1917.
37. — Abgrenzung geol. Alter und tektonische Stellung des sächsischen Granulitgebirges. C. f. Min. 1922.
38. Potonié, H. Die Flora des Rotliegenden von Thüringen. Abh. pr. geol. L. G.
39. Purkynè, C. Das Brandauer Anthrazitbecken. Vestn. st. geol. ust. 2, 1926.
40. Reichert, E. Tektonik des Meißner Syenit-Granitmassivs. Abh. Sächs. Ak. W. Leipzig, 39, 1926.
41. Scheumann, K. H. Prävaristische Glieder der sächsisch-fichtelgebirgischen Krist. Schiefer. I. Abt. Sächs. Ak. W. Leipzig, 39, 1924.
42. — Über Intrusiv-, Injektions- und Assimilationsverband des Granulits mit Derivaten der Peridotit-Gabbro-Amphibolitreihe im sächs. Granulitgebirge. Z. f. Kr. 57, 1922.
43. — Die Gesteins- und mineralfazielle Stellung der Metakieselschiefergruppe der südl. Randzone des sächs. Granulitgebirges. Abh. Sächs. Ak. W. 39, 1925.
44. Schindewolf, O. Beiträge zur Kenntnis des Paläozoikums in Oberfranken, Ostthüringen und im sächs. Vogtlande. I. Stratigraphie und Ammoneenfauna des Oberdevons von Hof.

45. Schindewolf, O. Vorläufige Übersicht über die Obersilurfauna des «Elbersreuther Orthoceratiten-Kalkes». Senckenbergiana VI, 1924.
46. — Bemerkungen zur Stratigraphie und Ammoneenfauna des Saalfelder Oberdevons. Там же, II, 1924.
47. — Beitr. zur Kenntnis der Cephalopodenfauna des oberfränkisch-ostthüringischen Unterkarbons. Там же, VIII, 1926.
48. — Zur Kenntnis der Devon-Karbon Grenze in Deutschland. Z. D. G. G. Abh. 78, 1926.
49. — Über eine Unterkarbonfauna aus Ostthüringen. Senckenbergiana IV, 1922.
50. Schuch, F. Tektonisch-petrologische Studien am Mittweidaer Granitkörper. Ab. Sächs. Ak. W. Leipzig 39, 1927.
51. Seydlitz, W. v. Die Altenburger Scholle. Geol. R. 17, 1926.
52. — Die Vergitterung tektonischer Achsen im Bauplan Thüringens. Beitr. z. Geol. Thür., Jena, 1925.
53. Sommer, M. Beiträge zur petrochem. Kenntnis des Lausitzer Granitmassivs. Beitr. Sächs. Ak. W. Leipzig, Bd. 67, 1915.
54. Walther, K. Beiträge zur Geologie und Paläontologie des älteren Paläozoikums in Ostthüringen. N. J., 24 Beil.-Bd. 1907.
55. Wettig, E. Das Rotliegende der nordwestsächsischen Mulde. Z. D. G. G. Abh. 79, 1, 1927.
56. Wolff. Die Eruptivgesteine der Gehrener Stufe Thüringens. Dissertation, Halle, 1919.
57. Wurm, A. Geologie von Bayern. Erster Teil. Handb. d. Geologie und Bodenschätze Deutschlands. Berlin, 1925.
58. — Über den Bauplan des variszischen Gebirges am Westrand der Böhmischen Masse. Geol. R. 17, 1926.
59. — Über eine neue mittelcambrische Fauna aus dem Bayrischen Frankenwald und ihre Bedeutung für die Stratigraphie des älteren Paläozoikums. N. J. Beil.-Bd. 59, 1928.
60. — Der Bauplan des variszischen Gebirges in Bayern. Там же, I, X, 1928.
61. — Zur Paläogeographie der süddeutschen Scholle. C. f. Min. 1929.
62. Zimmermann, E. Zur Kenntnis und Erkenntnis der metamorphischen Gebiete von Bl. Hirschberg und Gefell. J. pr. geol. L. 32, 1901.
63. — Erläuterung zu Bl. Lehesten 1911, Gefell 1915, Hirschberg 1912, Lobenstein 1911.
64. — Schichtenfolge und Gebirgsbau auf Bl. Lehesten. J. pr. geol. L. 1898.
65. — Zur Geologie und besonders zur Tektonik des vogtländisch-ostthüringischen Schiefergebirges. Z. D. G. G. 54, 1902.

Месторождения

66. Babanek. Über die Erzführung der Joachimstaler Gänge. Öst. Z. f. B. u. H. 1884.
67. Bayrisches Oberbergamt. Mineralien, Gesteine und Erden Bayerns. München, 1924.
68. Beck, R. Über die Erzlagerstätte von Schwarzenberg. Z. D. G. G. 1900.

69. Beck, R. Kieslagerstätten im sächsischen Erzgebirge. Z. f. pr. Geol. 1905.
70. Dalmer, K. Der Altenberg — Graupener Zinnerzlagerdistrikt. Z. f. pr. Geol. 1894—97.
71. Gäbert, C. Die geol. Verhältnisse des Erzgebirges. Landschaftsbilder aus dem Kön. Sachsen, 1911.
72. Heyer, W. Die Spateisensteingänge bei Lobenstein. Glückauf. 1919.
73. Hess von Wichdorff. Die Antimonerzlagerstätten der Umgegend von Greiz und Schleiz. Z. f. pr. Geol. 1910.
74. Jaffe, R. Die Uranpecherzlagerstätten des sächs. Edelleutestollens bei St. Joachimstal. Z. f. pr. Geol. 1912.
75. Kudielka, E. Die Zinn- und Wolframbergbaue von Schönfeld und Schlaggenwald. Montan. R. 1919.
76. Maucher, W. Die sächsischen Erz- und Kohlenvorkommen. Freiberg, 1907.
77. Müller, B. Wirtschaftsgeologie der Tschechoslowakei. Reichenberg, 1921.
78. Müller, H. Über die Erzlagerstätten der Umgegend von Berggiesshübel. Leipzig, 1890.
79. — Die Erzgänge des Annaberger Revieres. Leipzig, 1894.
80. — Die Erzgänge des Freiberger Bergrevieres. Leipzig. 1901.
81. Singewald, J. T. The Erzgebirge Tin deposits. Econ. Geol. V. 1910.

Кроме того: X, 16, 18, 23, 26, 57.

Глава одиннадцатая

ПОЛЬСКОЕ СРЕДНЕГОРЬЕ (СВЕНТОКШИЖСКИЕ ГОРЫ, ЛЫСАЯ ГОРА)

Польское Среднегорье, вплотную прилегающее к краю Русской платформы, как уже отмечалось в первом томе этой книги (т. I, стр. 301), без сомнения являет собою оторванную глыбу варисской системы Средней Европы; здесь стратиграфически обнаруживаются, особенно в силуре, некоторые отзвуки восточно-европейского развития, но позднейшая история поразительно схожа с историей Рейнских гор.

Морфологически горная гряда состоит из нескольких гребней СЗ—ЮВ простирания, едва превышающих 600 *м* высоты и на северо-востоке и юго-западе исчезающих под довольно пологим мезозойским покровом. На северо-западе горы погружаются под миоценовый покров северной Польши, на юго-западе — под мел Нидской мульды, на юго-востоке они обрываются у висленского разлома у Сандомира перед третичной предгорной впадиной Карпат, тогда как на северо-востоке в сущности перед нами как будто бы просто постепенный переход к русской плите.

1. СТРАТИГРАФИЯ

Кембрий. Изученность кембрия в недавнее время сильно продвинулась вперед благодаря трудам Самсоновича и Я. Чарноцкого,

так что теперь можно твердо установить чрезвычайно близкие отношения со Скандинавией, а особенно с Судетской провинцией. Сверху вниз можно провести следующее деление:

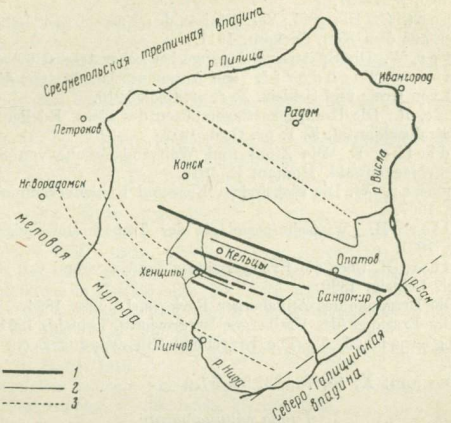


Рис. 191. Обзорный набросок тектоники Польского среднегорья. По Соболеву.

1—палеозойские главные седла; *2*—палеозойские боковые седла; *3*—мезозойские седла.

Верхний кембрий.

10. Сланцы и кварциты с богатой фауной: *Sphaerophtalmus alatus, Peltura scarabaeoides, Parabolina Mobergi, P. longicornis, Lingulella ferruginea, Acrotreta Kloenowkae, Cruziana, Torellella (?), Arenicolites communis* и др. Это эквиваленты скандинавской 5 зоны *(Peltura scarabaeoides).*

9b. Сланцы и кварциты с богатой фауной: *Beltella Samsonoviczi, Parabolina acuminata, Eurycare, Liostracus, Ctenopyge flagellifera, Peltura, Lingulella ferruginea, Osusia clatratha, Eoorthis.* Эквиваленты скандинавских зон 3 и 4 *(Parabolina spinulosa* и *Eurycare angustatum).*

9a. Сланцы и кварциты до сего времени немые. Вероятно эквиваленты скандинавских 1 и 2 зон.

Средний кембрий.

8b. Грубые песчаники с убогой фауной: *Ellipsocephalus polytomus* и *Paradoxides* indet. Можно предполагать, что это эквиваленты зоны с *Par. Forchhammeri.*

8а. Еще более грубые песчаники, белые и желтые с зелеными сланцевыми прослоями. Обильная фауна: *Paradoxides polonicus, Par. slawiecensis, P. Tessini, P. Lamberti, Liostracus Linnarssoni, Solenopleura brachymetopa, S. bucculenta, Agraulos* cf. *quadrangularis, Strenuella Wimani, Str. Mobergi, Ellipsocephalus Coboldi, El. multiformis, Conocoryphe* sp., *Acrothele granulata, Lingulella Semiradzkii, Mickwitzia variabilis.* Несмотря на многочисленные эндемические формы установлена равнозначность с зоною *Par. Tessini.*

7. Мелкозернистые песчаники без фауны. Возможные эквиваленты зоны *Oelandicus* (эландикусовой зоны).

Нижний кембрий.

II. Протоленусовый горизонт.

6. Сланцы с прослоями песчаника и обильной фауной: *Protolenus Radegasti, Pr. Bodzanti, Pr. Percuni, Ellipsocephalus intermedius, Strenuella Kiaeri, St. Strozlowiensis, Microdiscus Emerici, Hipponicharion Mathewi, Hyolithes latissimus, H. raphidoplorus, Micromitra circularis, Obolus bottnicus, Medusites gigas, Medus. brzechowiensis.* Бо́льшая часть фауны по видам нова́, и скандинавских эквивалентов как будто бы нет.

5. Желто-зеленые сланцы со светлыми прослоями песчаников. Богатая фауна: *Ellipsocephalus St. Cruzensis, Ell. Nordenskjöldi, Strenuella Kiaeri, Microdiscus speciosus, M. comleyensis, Trematobolus insignis, Obolus bottnicus, Hyolithes* cf. *teretiusculus, H. subangularis.* И эта зона не имеет непосредственных скандинавских эквивалентов.

4. Песчаники и песчаные сланцы с бедной фауной: *Strenuella Kiaeri, Hyolithes, Lingulella.* Здесь тоже неизвестны скандинавские эквиваленты.

Отсутствующие в Скандинавии горизонты 4—6 предположительно имеют эквиваленты в южной Англии (кэрфэйская группа, протоленусовая зона). Очень существенно, что подобная «американская» фауна указана для Лаузица, в то время как еще южнее, в Богемии, сюда можно отнести самое бо́льшее немые тшемошнские конгломераты. Древняя средне-европейская впадина восток-западного направления здесь начинает как будто бы обрисовываться.

I. Мезонацисовый горизонт.

3. Песчаные, содержащие много фукоидов сланцы с убогой фауной: *Holmia, Strenuella primaeva, Stren. Kiaeri, Hyolithes.* Зона может быть соответствует скандинавской стренуэлловой зоне (1 $b\beta$).

2. Оливково-зеленые и желтые сланцы с песчаниками. Богатая фауна: *Holmia Kjerulfi, H. Walcotti, Kjerulfia lagowiensis, Strenuella polonica, Str. primaeva, Conocoryphe Vistulae, Hipponicharion eos, H. subquadratus, H. gracilis, Beyrichina lingua, B. depressa, Lingulella, Obolella rotun-*

data, Mickwitzia Kjelcensis, Helcionella rugosa, Hyolithes variabilis, H. complanatus, Hyolithes trigoniaris, Torellella laevigata, Cruziana. Не взирая на эндемические формы — отчетливая эквивалентность с гольмиевой зоной (1 *bα*) Скандинавии.

1. Темнозеленые сланцы с прослоями кварцита. *Holmia* sp., *Torellella laevigata, Hyolithes zbelutkensis, Volborthella* cf. *tenuis.* Соответствует скандинавской зоне *Mesonacis Torelli* (1*a* Норвегии).

В целом в низах можно узнать родство со Скандинавией, позднее — отношения с Англией и Средней Европой. В среднем кембрии начинает быть заметным всемирно широкое уравнивание, в то время как в верхнем кембрии опять усиливается господство скандинавского элемента и разница со Средней Европой становится яснее, там верхне-кембрийские осадки отсутствуют. Близость суши выражается в детритовом характере (песчаники со знаками ряби).

Ордовиций. Развитие совершенно скандинавское с приближением к взаимоотношениям в восточной Балтике:

5. Известняки с цистидеями, *Cheirurus, Lichas.* Эквиваленты балтийского эхиносферитового известняка, — иными словами нижнего карадока.
4. Известняк Мойчи с богатой фауной: *Megalaspis, Asaphus* cf. *tyrannus, Illaenus revaliensis, Cheirurus polonicus, Orthoceras, Endoceras vaginatum* и т. д. Эквиваленты вагинатового известняка или ландейло.
3. Песчаники Буковки. *Orthis moneta, O. caligramma, Orthisina plana, O. inflexa, Lycophoria nucella, Monticulipora petropolitana, Calymmene, Bellerophon polonicus* и др. В основании *Orthis* cf. *Cristianiae.* Предположительно они представляют балтийский глауконитовый известняк или скиддав, но возможно — заходят еще глубже, так как в Богемии предполагается однозначность их с $d\sigma_3$ (олешнские слои). Но быть может тут вопрос о слоях $d\beta$ (комаровские слои).
2. Глауконитовые песчаники с *Obolus siluricus* и др., *Lingulella, Acrotreta ceratopygorum.* На западе — известняковые, с *Agnostus, Nileus, Eoorthis daunus, Eostrophomena, Lingulella lepis.*
1. Глауконитовые песчаники Междугорья (Меджигожа) с *Obolus siluricus, O. Walcotti, Lingulella, Acrotreta* cf. *subconica.*

Зоны 1 и 2 являются представителями тремадока, или эуломониобовой фауны, тоже показывающей замечательные соотношения с крушнагорскими слоями (*d α*) Богемии.

О несогласии с кембрием ничего неизвестно. Наоборот эта серия вверху неполная (нет ашгиллия), и верхний силур трансгредирует на складчатое основание. *Здесь значит перед нами про-*

явление таконской фазы — столь редкой в остальной Средней Европе.

Готландий. Расчленение может быть представлено следующим образом, на основании давнишних работ Гюриха:

4 c. Сланцы Червоной Горы: *Scyphocrinus elegans, Tentaculites ornatus, Strophodonta corrugatella, Spirifer elevatus, Sp. sulcatus, Atrypa reticularis, Acaste Downingiae*, двустворчатые, ортоцератиты.

4 b. Доломит Лещины с лепердициями.

4 a. Граувакка Невахлова: *Beyrichia Kloedeni, Rhynchonella nucula, Spirifer elevatus, Tentaculites ornatus, Leperditia phaseolus.* Гогоризонт 4 рассматривается как нижний лудлоу; однако вероятно тут содержатся и эквиваленты даунтона, так как лудловские граптолиты встречаются и ниже.

3. Сланцы с *Cardiola interrupta.* Кроме руководящих форм — по существу граптолиты: *Monograptus scanicus, M. colonus, M. bohemicus, M. dubius, M. runcinatus, M. leintwardensis, Linograptus Nilssoni, Gothograptus nassa, Retiolites Geinitzianus.* Тут же *Orthoceras (ungulatum, gregarium, annulare), Bolbozoe polonica*, авикулиды. Здесь представлены весьма различные зоны; по богемскому делению это была бы должно быть зона $e\alpha_3$, значит нижняя часть нижнего лудлоу, во всяком случае до зоны 34, если еще не больше. Это решительно говорит за даунтонский возраст серии 4.

2. Циртограптусовые сланцы с *Cyrtograptus Murchisoni, Diplograptus bellulus, Monograptus leptotheca.* Во всяком случае это часть богемского горизонта $e\ \alpha_2$, по существу — зона 26.

1. Граптолитовые сланцы Збжа с *Monogr. priodon, Mon. leptotheca, Climacograptus scalaris;* нижняя часть $e\ \alpha_2$, значит тирраннонгала до зоны 23, быть может вплоть до растритовых сланцев.

Эквиваленты нижнего валента, т. е. богемского $e\ \alpha_1$ с точностью не известны, что вместе с базальным несогласием имеет большое значение. Все развитие — богемско-судетское, а не скандинавское.

Нижний девон. В настоящее время можно считать установленным, что более глубокие слои нижнего девона в Польше отсутствуют и что трансгрессия начинается верхне-кобленцским ярусом. Между тем и она также представлена только на северо-западе, тогда как далеко на юго-востоке трансредирует средний девон [Загуже (Загорье), по Соболеву].

Представителем нижнего девона поэтому может считаться лишь кльенский песчаник с очень типичной рейнской фауной:

Spirifer auriculatus, Sp. macropterus, Sp. paradoxus, Sp. subcuspidatus var. *alata, Chonetes plebeja, Orthis orbicularis, Streptorhynchus umbraculum, Centronella, Tentaculites Schlotheimi, Cryphaeus laciniatus.*

В восточной части гор в основании верхнего среднего девона залегает красный плакодермовый песчаник с *Coccosteus, Heterosteus, Bothriolepis, Ctenacanthus, Machaeracanthus polonicus.* Он обычно причисляется к среднему девону, западнее же он отсутствует; в то же время на юго-востоке (на Волыни) он распространен очень ши-

роко. Не исключается возможность, что он захватывает отчасти даже кобленцский ярус.

Средний девон. Деление подробно проведено Гюрихом и Соболевым и показывает много аналогий с рейнскими землями, причем отчетливо видна и фациальная дифференциация; в общем на юге повидимому — коралловая и рифовая фации, тогда как на севере часто преобладает сланцевая фация. Деление в крупных чертах следующее:

II. Живетский ярус = стрингоцефаловый горизонт

В известняковой фации возможно следующее деление:

2. Верхний отдел. Частью сложен светлым строматопоровым известняком, частью вонючими известняками Шидлувки (см. ниже).

1. Нижний отдел. Массивный известняк (амфипоровый известняк = гексагоновый известняк).

Как особенно многочисленных Соболев упоминает: *Actinostroma clathratum, Amphipora rimosa, Striatopora cristata, Plagiopora denticulata, Cyathophyllum caespitosum, Atrypa desquamata, A. aspera.* Этот отдел трансгредирует отчасти на древние красные песчаники и еще более древние слои. Соболев видит в этой свите в сущности представителя нижних стрингоцефаловых слоев с криноидными слоями включительно, но думает, что она быть может нисходит до верхов кальцеолового горизонта.[1]

Подробное подразделение возможно там, где массивный известняк переходит в слоистую известняковую и сланцевую свиту, собственно там, где последняя уже целиком замещает его. Здесь перед нами следующее деление (Соболев, 1909).

2. Верхний отдел.

б) Вонючий известняк Шидлувки (кремневая фация): *Stachyodes verticillatus, Striatopora subaequalis, Cyathophyllum ceratites, C. caespitosum, Leiorhynchus polonicus, Atrypa aspera, A. reticularis, Martinia inflata.*

а) Свентомажские сланцы и граувакки с прослоями темных битуминозных известняков. Наряду с фауной брахиопод типично средне-девонского характера (*Stringoc. Burtini, Chonetes divaricata, Leiorhynchus polonicus, Pentamerus globus, Spirifer simplex, Martinia inflata, Productella subaculeata*) прежде всего имеют значение головоногие: *Aphyllites evexus, Pinacites discoides, Maeneceras terebratum, M. Decheni, Tornoceras simplex, Anarcestes nuciformis, Bactrites, Orthoceras.* Тут же: *Tentaculites multiformis,* стилиолины, *Pleurotomaria Orbigmyi, Platyceras compressus, Loxonema Kayseri, Buchiola ferruginea, B. trijugata, Phacops breviceps.* Кораллы

[1] Гюрих смотрел на массивный известняк как на еще принадлежащий верхнему горизонту и отделял от него нижнюю, гораздо более доломитовую свиту, в которой сверху вниз он различает: г) доломит с *Newberria caiqua,* в) банки с *Stringocephal. Burtini,* б) коралловые известняки, а) доломит со *Stromatopora büchelsensis.* Лишь в висячем боку, по его мнению, могут быть типичные криноидные слои. При сильной фациальной изменчивости это деление может иметь скорее местное значение.

реже *(Endophyllum elongatum; E. priscoides, Cyathophyllum ceratites).*

1. Нижний отдел:

б) Сержавские слои (бифидовые слои Гюриха). Пестрые сланцы с прослоями известняка. Фауна по существу является обедненной фауной ближайшего по древности отдела. Как свойственных только этому горизонту, Соболев упоминает: *Striatopora subaequalis, Cyathophyllum giganteum, C. hypocrateriforme, C. vermiculare, Amplexus multiseptatus, Leiorhynchus formosus, Rhynchonella implexa, Orthoceras laterale, Phacops breviceps, Anoplotheca lepida.*

а) Криноидные известняки с банками брахиопод и кораллов; очень богатая фауна, в которой брахиоподы имеют еще совершенно верхне-средне-девонский характер. Как особенно примечательные, Соболевым упомянуты: *Fistulipora trifoliata, F. ramosa, Coenites expansa, C. tenella, Cyathophyllum bathycalyx, Microcyclus eifeliensis, Metriophyllum gracile, Cupressocrinus, Haplocrinus stellaris, Leptaena tenuissima, Orthotetes umbraculum* var. *biconvexa, Schizophoria Krotowi, Spirifer macrorhynchus, Anoplotheca lepida, Kayseria lens, Atrypa arimaspus, Grünewaldtia latilinguis, Pentamerus globus, P. biplicatus, Rhynchonella parallelipipeda, Rh. pentagona, Rh. coronata, Ctenodonta Krotonis, Paracyclus proavia, Bellerophon striatus, Phacops latifrons, Proetus margaritaceus, Dechenella polonica.* Иногда бывают прослои темных сланцев с *Buchiola sexcostata.*[1]

I. Эйфель-кальцеоловые слои

3. Брахиоподовый мергель, отчасти переслаивающийся с нижними доломитами и переходящий в них.

Фауна:

Spirifer elegans, Sp. curvatus, Productella subaculeata, Rhynchonella primipilaris, Kayserella lepida, Dalmanella subtetragona, D. canaliculata, D. eifeliensis, Pentamerus Sieberi, Orthotetes umbraculum, Strophonella anaglypha, Chonetes Zeuschneri, Ch. supragibbosa, Productella subaculeata, Endophyllum elongatum, Metriophyllum gracile, Cyathophyllum caespitosum, C. vermiculare, Favosites Goldfussi, Caiceola sandalina, Phacops Schlotheimi и т. д.

2. Массивные доломиты со скудной фауной, быть может представляющие подгоризонт 3, либо еще более высокие горизонты, так как в их верхах уже появляются *Stringocephalus Burtini* и *Amphipora rimosa.* Они следовательно переходят вверх в описанную массивно-известняковую фацию.

[1] Деление Соболева отличается от старого деления Гюриха в некоторых отношениях, что объясняется с одной стороны многочисленными фациальными переходами, а с другой — частью также и нижеупомянутым опрокинутым залеганием. Важна тесная связь, которая фациально и фаунистически устанавливается с Рейнскими сланцевыми горами. Сравнение с Гардем позволяет поставить вопрос, не будет ли правильнее по крайней мере 1 α относить к эйфельскому ярусу.

1 б) Домбровский известняк и

а) Гжеговицкие сланцы, с довольно схожей обильной фауной.

Spirifer dombrowiensis, Sp. subspeciosus, Chonetes sarcinulata, Ch. plebeja, Dalmanella opercularis, Rhipidomella subcordiformis, Rhabdomeson devonicum, Rhynchonella Orbignyana, Rh. livonica, Spirorbis omphalodes, Tentaculites Schlotheimi, Dechenella dombrowiensis, Primitia obliqua, Pr. ornatissima и др., фавозиты, циатофиллы, цистифиллы, *Cupressocrinus* и др. Рассматриваемый как основание среднего девона плакодермовый песчаник отчасти может быть замещен этими сланцами.

Верхний девон. Фаунистически верхний девон чрезвычайно тесно примыкает к средне-европейским взаимоотношениям. Соболев собственно здесь указал богатую в совокупности фауну головоногих типа Рейнских сланцевых гор. Расчленение может быть следующим:

Горизонты III—V. Наверху темные мергелистые сланцы, частью с растительными остатками, книзу переходящие в два прослоя темного мелкозернистого известняка. В общем всего 1—2 *м*.

Подробное деление проведено недавно Я. Чарноцким (*XI, 5*) на основании пересмотра прежних данных Соболева и собственных исследований; он выделяет западное (Залезицы) и центральное (Лагов) развитие:

	Запад	Центр
Горизонт VII	Отчасти отсутствует.	Пестрые кремнистые сланцы с трилобитами (*Cyrtosymbole*) и темными известняковыми прослоями с *Productus* и *Chonetes hardrensis*, порою захватывающие оба горизонта.
Горизонт VI	Пестрые сланцы с известняковыми прослоями; *Wockhumeria paradoxa, W. Denckmanni, Kalloclymenia subarmata, Sphenoclym. maxima, Oxyclym. linearis.*	
Горизонт V	Наверху мергель с *Laevigites hoevelensis, L. subnautilinus, L. laevigatus, L. spiratissimus, Oxyclymenia undulata, Goniocl ymenia Tornquisti.* Внизу криноидный слой с *Laevig. cingulatus, Costaclym. binodosa, Cymaclym. cordata, Sporadoceras orbiculare.*	Бурые и черные битуминозные сланцы с *Laevigites.*
Горизонт IV	Наверху криноидный слой с темными глинами; *Platyclym. spinosa, Genuclym. Dunkeri.* Внизу плитняк с *Postprolobites Frechi, Platyclym. annulata, Varioclymenia.*	Черные глины и известняки с *Platycl. annulata, Lingula lagowiensis.*
Горизонт III	Темные глины с *Prolobites delphinus, Platycl. Sandbergeri, Varioclym. brevicosta, Protactoclym. pulcherrima, Pseudoclym. Sandbergeri.*	Черные мергели с *Prolob. nanus, Varioclym. lagowiensis, Protactocl. involuta, Rectoclym.arietina, Prolob. delphinus, Variocl. enkebergensis.*

Невыясненный вопрос представляет собою местонахождение очень многочисленных хейлоцератитов нижепоименованных видов (которое было указано Соболевым и оспаривалось Шиндевольфом), обнаруженное в пределах клименievых слоев; по Соболеву, они даже должны преобладать в верхних пластах клименievых слоев; это противоречит всем доселе известным отношениям Западной Европы. Из прочей фауны следует назвать: *Trimerocephalus anophtalmus, Tr. sulcatus, Phacops posidoniae, Buchiola retrostriata, Posidonia venusta, Loxopteria dispar, Praecardium vetustum, Cardiola subarticulata, Pleurotomaria, Naticopsis, Platyschisma, Spirifer Verneuili* и т. д.

II. Хейлоцерасовые слои (= лаговские слои Соболева) обнаруживают ясное двучленное деление:

2. Тонкослоистые мергели, отчасти светлые известняки: *Dimeroceras umbilicatum, D. globosoides, D. lentiforme, Sporadoceras biferum, S. Münsteri, Cheiloceras lagowiense, Ch. umbilicatum* и названные при нижних горизонтах хейлоцерасы, *Tornoceras dorsoplanus, T. Escoti, T. abbreviatus;* потом: *Orthis striatula, O. Roemeri, Athyris concentrica, Pugnax pugnus, Rhynchonella pleurodon, Leiorhynchus formosum, Productus forojulensis, Spirifer tenticulum, Posidonia venusta, Trimerocephalus anophtalmus* и т. д. Совместное нахождение хейлоцерасов и спорадоцерасов характерно.
1. Темные глины с красными и серыми прослоями известняка: *Cheiloceras subpartitum, Ch. Verneuili, Ch. sacculum, Ch. curvispina, Ch. inversum, Ch. oxyacantha, Ch. acutum, Ch. circumflexum, Tornoceras simplex, T. dorsoplanus, Bactrites Gürichi, Orthoceras, Spirifer Verneuili, Sp. Archiaci, Posidonia venusta, Praecardium vetustum, Cardiola subarticulata, Loxopteria dispar, Poteriocrinus polonicus, Entomis serratostriata.* С другой стороны характерно, что иногда встречается криноидная или брахиоподовая, или смешанная фация, уже напоминающая отношения у Кракова.

Имеются явные аналогии с неденскими сланцами: повидимому можно даже провести двучленное деление как в Вестфалии.

I. Самый нижний отдел верхнего девона обнаруживает в сущности очень типичное образование в ибергских массивных известняках (кадзельнский известняк), только в наиболее верхних частях иногда он представлен гониатитовыми известняками. [1] Главная масса сложена толстослоистыми коралловыми известняками, из богатой фауны которых следует назвать формы:

Cyathoph. heterophylloides, C. Lindströmi, C. caespitosum, C. basaltiforme, C. hexagonum, Phillipsastraea ananas, P. Roemeri var. *pentagona, Fenestella, Stromatoporella, Alveolites polyporus, Spirifer Archiaci, Sp. tenticulum, Sp. deflexus, Sp. zickzack, Rhynchon. cuboides, Rh.*

[1] *Manticoceras intumescens, M. calculiforme, Tornoceras auris, T. simplex, Spirifer deflexus, Leiorhynchus elegans, Tentaculites tenuicinctus.*

pugnus, Dielasma sacculus, Loxonema polonicum, Naticopsis inflata, Bronteus Kielcensis.

В основании лежат серые, тонкослоистые известняки (Ветшина) с *Stachyodes verticillatus, Pachyphyllum lacunosum, Amphipora rimosa, Spirifer aperturatus, Sp. punctatus, Rhynchonella acuminata.*

Нижний карбон в Польском среднегорье обнаружен лишь недавно. Он повидимому согласно налегает на девон, так что бретонского несогласия нет.

По Я. Чарноцкому *(XI, 4)*, в центральных частях развита чистая кульмская фация, в то время как на периферии выступают слои каменноугольного известняка. Деление следующее, считая сверху вниз:

Глинистые сланцы с граувакками и растительными остатками. *Asterocalamites scorbiculatus;* возможно, что они соответствуют голоножским песчаникам.

Визе. В центре — черные сланцеватые глины с желваками сферосидеритов; *Posid. Becheri, Glyphioceras macrocephalum, Proetus;* на периферии сланцы *Pos. Becheri* и известняковые прослои, вверху содержащие *Prod. giganteus,* внизу *Prod. sublaevis.*

Турнэ. В центре зеленовато-красноватые сланцы с *Posidonomya* и *Proetus,* переслоенные кремнистыми сланцами. На периферии кремнистые сланцы с мергельными прослоями. *Phillipsia aequalis, Cyrtosymbole, Glyphioceras* cf. *fasciculatum, Productus plicatus.* Прочая фауна еще мало известна.

Нижний горизонт. Сланцы с *Posid. venusta* и известняки с *Gonioclymenia subarmata* (верхне-фаменский ярус). Верхние слои неизвестны. Цехштейн трансгредирует несогласно на уже готовое складчатое основание.

2. ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ

Палеогеографическое развитие уже в палеозое обнаруживает поразительное колебание между влияниями западными, северными и восточными.

В то время как начало кембрия отличается только северными элементами, затем преодолевает западный характер развития (протоленусовый горизонт), связь с Силезией здесь отчетливо видна. В среднем кембрии устанавливается сообщение между севером и югом, верхний кембрий имеет северный характер. В нижнем силуре обнаруживается после краткой связи с юго-западом в тремадокское время (*Obolus siluricus,* Богемия) северное развитие, имеющее мало общего со Средней Европой. Только после поднятия (таконского) верхне-силурийское море снова начинает наступать с запада в богемско-судетской фации; эта трансгрессия должна была проникать очень далеко на восток и юго-восток; в Подольском массиве перед нами ее береговые образования.

Граница между силуром и девоном была моментом по меньшей мере одного нового поднятия, если не целой горообразовательной фазы, которую я готов определить как эрийскую, так как по-моему в силуре еще выступают слои, лежащие выше лудлоу. Но этим дви-

жением область оказалась отделенной от богемско-подольского центра развития. Она переходит в пределы восточного материка, с которым она состоит в совершенно аналогичных отношениях, что и Рейнские горы с Брабантским массивом. Относительно верхнекобленцской трансгрессии можно думать, что она шла с запада, но достигла лишь западной каймы горных кряжей. Затем следует вполне соответствующее Рейнским горам развитие, характеризующееся отчасти краевыми рифами, отчасти более глубоководным морем. По Соболеву, отчетливо разграничиваются три фациальные области: северная, где серия начинается кобленцским ярусом и где в верхах преобладают глинисто-известковые осадки; центральная, где в верхах преобладают глинисто-известковые осадки; центральная, и отличается рифовыми известняками; южная, начинающаяся низами среднего девона, но фациально дающая известные переходы

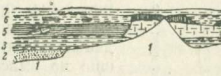


Рис. 192. Девонская фация в Польском среднегорье. По Соболеву.

1—(кембросилур); *2*—кльценский песчаник; *3*—низы ср. девона; *4*—массивный известняк; *5*—сланцы верхов ср. девона; *6*—низы в. девона с рифами кадзельнского известняка; *7*—климениевые сланцы.

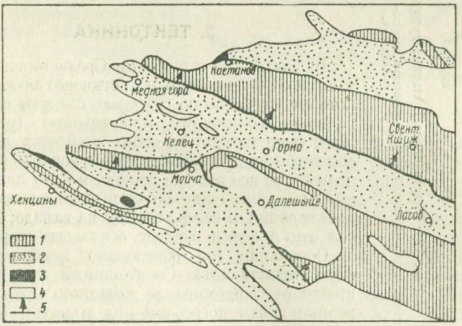


Рис. 193. Келецкие окрестности (западный край Среднегорья). По Чарноцкому.

1—досредне-девонские отложения; *2*—ср. девон—н. карбон; *3*—цехштейн; *4*—мезозойско-третичный покров; *5*—главные надвиги.

между двумя первыми сериями. Это типичная морская и мелководная фация (Becken- und Schwellenfazies), повидимому связанная с ранее предначертанным каледонским расчленением (как это признано Дальгрюном для Гарца).[1] При этом море трансгредирует

[1] Безусловной заслугой Соболева надо считать противопоставление морской и мелководной фаций, установленное им уже очень давно.

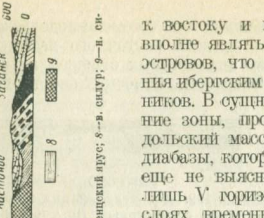


Рис. 194. Разрез через Польков среднегорье. По Соболеву.

1—юра—триас; 2—цехштейн; 3—фаменский ярус; 4—франский ярус; 5—живетский ярус; 6—эйфельский ярус; 7—верхне-кобленцский ярус; 8—в. силур; 9—н. силур—девон.

к востоку и югу, и позднее Среднегорье могло вполне являть собою временно остров или цепь островов, что Соболев заключает из перекрывания ибергским известняком плакодермовых песчаников. В сущности мы имеем поднятие и погружение зоны, продолжающей к северо-западу Подольский массив. Принадлежат ли к этой эпохе диабазы, которые Морозевич наблюдал в девоне, еще не выяснено. С уверенностью наблюдается лишь V горизонт девона, причем в клименievых слоях временно господствовала более глубоководная фация. Нижний карбон однако налегает на них согласно, и ничто не указывает на наличие бретонской складчатости. Визе же видимо распространяется очень широко, причем и здесь еще налицо некоторое разъединение бассейнов и мелких участков моря (Schwellen); только в самом конце нижнего карбона появляются более грубые обломочные осадки. Очевидно, что судетская складчатость явилась наиважнейшим тектоническим событием.

3. ТЕКТОНИКА

Палеозойские отложения Среднегорья простираются с ЗСЗ на ВЮВ в противовес мезозойским, которые, особенно по СЗ краю, следуют северо-западно-юго-восточному простиранию (рис. 191). Если даже вследствие этого и имеется некоторое соответствие древних складок с гораздо более молодыми, то все же еще вопрос, можно ли из этого вывести заключение об отгибании палеозойского простирания к северо-западу на западе; вероятно оба эти явления следует обсуждать порознь.

Основание гор образовано кембро-силурийской антиклиналью Свентокшиска, прослеживающейся от Сандомира до западного края; все северные гряды погребены под триасом. По Соболеву, антиклиналь имеет склонность к опрокидыванию на ЮЮЗ. Сходное строение господствует и в примыкающей с юга келецкой мульде, в которой проявляются особняком стоящие седла и небольшие к югу направленные надвиги.

На юге следующая кембро-силурийская антиклинальная зона Дыминска известна лишь на коротком протяжении. Соболев признает в ней нормальное строение, а Чарноцкий и Кузняр установили по ее южному краю обширный надвиг древнего палеозоя на средний девон у Мойчи (*XI, 6*). За девонской мульдой следует третья

антиклиналь Хенцины, а быть может еще и четвертая (у Збжа), но последняя на значительном пространстве перекрыта мезозоем. Поперечные нарушения, отчасти заполненные баритом и убогими свинцовыми рудами, очень многочисленны, но по возрасту точно не определены.

Соболев в противовес прежним мнениям о глыбовой структуре, твердо установившей складчатость этих гор, видит в их строении доказательство движений, направленных к югу, которые в северных ядрах выразились даже в опрокидывании, а южнее ослабевали. Судя по этому, это была складчатость, шедшая в сторону юго-западной предгорной низменности или впадины верхней Силезии (стр. 541).

Чарноцкий и Кузняр развивали совершенно иную точку зрения. Исходя из того факта, что у Мойчи поперечное вздутие среднего девона в виде подуокна перекрыто комбросилуром дыминской антиклинали, они рассматривают последнюю как надвинувшийся с ЮЮВ покров (лаговский покров) и хотели истолковать и более северный свентокшижский гребень, как более высокий элемент покрова (лысогорский покров), к которому должен принадлежать и выступающий утесами силур без корней у Медной горы (Медзяна гура) в виде эрозионного реликта. Это означает полную противоположность или обратное значение всех взаимоотношений; покровы тогда оказываются надвинутыми из области нидской впадины, а верхняя Силезия оказывается таким образом рюкландом складчатости (ее опорной тыльной областью). Там не находится однако никаких признаков, подтверждающих это мнение.

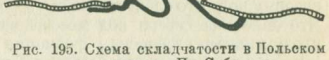


Рис. 195. Схема складчатости в Польском среднегорье. По Соболеву.

Черная линия—палеозой; *заштрихованная*—мезозой.

Такое представление следует излагать с собой осторожностью, тем более, что недавно сам Чарноцкий как будто бы отступился от него (1927 г.). Надвиг Мойчи нельзя еще считать основанием для столь далеко заходящих умозаключений. Чарноцкий рассматривает теперь и северный Лысогорский район, так же как и более южный Лаговский, как автохтон. Противоположности в обоих объясняются древней доордовицкой складчатостью (? древне-каледонской), усмотреть которую можно прежде всего в Лаговском районе. Лаговский район представляет рано отвердевшее ядро, которое и позже (в нижнем девоне) оставалось возвышенной областью.

Лысогорский район по этому новейшему представлению надвинут с севера на юг на келецкую мульду и на доварисское ядро, но в целом его еще можно обозначать как автохтон. Этим устраняется принципиальное противоречие со старым взглядом Соболева, а единогласие состоит в том, что карбоновая складчатость направлена к югу.

Чарноцкий считает, что древнейшие орогенические фазы, по

направлению и характеру отличные от верхне-каменноугольных движений, и даже и эти последние ничего общего с варисцидами Средней Европы не имеют.

Если даже южное движение Среднегорья как будто, согласно сведениям, и противоречит тому, что имеется на западе, все же следует помнить о том, что оно скорее примыкает не к собственно варисской дуге, а к выгнутым к северу и к востоку или юго-востоку сложенным в складки восточным Судетам; а это никоим образом не согласуется с опрокидыванием складок на север (ср. то же с восточными Судетами, стр. 531—533), тогда как обратное движение здесь наиболее вероятно.

4. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ПОЛЬСКОГО СРЕДНЕГОРЬЯ

Исключительная бедность Польского среднегорья промышленными месторождениями быть может характерна для геологического его положения.

Каустобиолиты неизвестны; это следует уже из того, что верхний карбон отсутствует в заслуживающем упоминания развитии. Среднегорье представляет собою внутренний кряж, предгорную впадину которого следует искать вероятно лишь в верхней Силезии. Что далее на севере под мезозойским покровом могла развиться продуктивная угленосная формация — мне кажется мало вероятным, несмотря на предположения Тетяева. [1]

Из *руд* следует назвать лишь медные и свинцовые руды, по преимуществу находящиеся в известняковом девоне. У Медзянки (Хенцины) с ЗСЗ простиранием проходят трещины с брекчиевым выполнением поблизости от более крупного нарушения. Жильная порода — кальцит с малой долею барита и иногда с кварцем. Халькозин преобладает, рядом с ним встречаются малахит, немного халькопирита, галенита и блеклой руды.

Неподалеку (Оловянка) известны прожилки галенита с баритом и кальцитом.

Наикрупнейшее месторождение — Медзяна-гура (Медная гора) у Келец. Здесь имеется оруденелая контактовая зона между известняковым средним девоном и надвинутым песчаным нижним девоном.

Руды залегают в битуминозных известняковых сланцах в полосе в 8—12 *м* мощности, в верхах содержащей бурый железняк с марганцовыми рудами; за нею следуют черные глины (Letten), халькозин, медная синь, малахит, самородная медь, немного галенита и халькопирита. Местами тут распространена пористая «желтая земля» (Gelberde) с 1—3% меди.

Руды несомненно связаны с палеозойской плоскостью движения. Но точное приравнивание к палеозойским циклам однако невозможно; месторождения свинцового блеска даже ранее заставляли думать об отношениях с верхней Силезией и с краковской юрой. Добыча не производится.

[1] Ann. Soc. géol. Belg. 39, 1912.

1. Czarnocki, J. Carte géologique de la partie centrale des Montagnes de St. Croix. 1 : 100 000. Inst. géol. Pol. Warschau. 1919.
2. — Le cambrien et les faunes dans la partie centrale du Massif de St. Croix. Spraw. Inst. Geol. Pol. IV, 1927.
3. — Aperçu général sur la tectonique du Massif de St. Croix. Varsovie 1927, C. R. serv. géol. Pol. 17, 1927.
4. — Sur la stratigraphie du Carbonifère inférieur dans la région de Lagow. Inst. géol. Posiedz. Naukowe, 8. Varsovie, 1924.
5. — Aperçu de la stratigraphie du Famennien et du Carbonifère inférieur dans les parties occidentale et centrale du Massif de St. Croix. C. R. serv. géol. Pol. 21, 1928.
6. Czarnocki et Kuzniar, Cz. Les nappes du recouvrement du Massif de St. Croix. Spraw. Inst. geol. Pol. 1, 1922.
7. Gürich, G. Das Paläozoikum im polnischen Mittelgebirge. Denkschr. russ. miner. Ges. 2, 32, 1896 (Там же более старая литература).
8. — Nachträge zum Paläozoikum des polnischen Mittelgebirges. N. J. Beil.-Bd. XIII, 1900.
9. Kuzniar, Cz. Carte géologique de la République Polonaise 1 : 750 000. Poln. Geol. Institut, Varsovie, 1926.
10. Nowak, J. Carte géologique de Pologne 1 : 600 000 000. Lwow, 1921.
11. Samsonowicz, J. Sur la stratigraphie du Cambrien et de l'Ordovicien dans la partie orientale des Montagnes de St. Crois. Spraw. Inst. géol. Pol. 1. 1920.
12. — Remarque sur la tectonique et la paléogeographie du massif paléozoique de St. Croix. C. R. serv. géol. Pol. 15, 1926.
13. Sobolev, D. Sur Stratigraphie des oberen Mitteldevon im polnischen Mittelgebirge. Z. d. g. G. Mon. 1904.
14. — Das Mitteldevon des Kjelce-Sandomirer Höhenzuges. Mat. z. Geol. Russlands, 24, 1909.
15. — Über den allgemeinen Charakter der Tektonik im Kjelce-Sandomirer Höhenzug. Nachr. Warsch. Polyt. Inst., 2. 1910.
16. — L'étage famennien de la chaîne de montagne de Kjelce-Sandomir. Ann. géol. min. Russie XIII. 1911.
17. — Путеводитель геологической экскурсии в Келецко-Сандомирском кряже. Варшава. 1911.
18. — Notiz über das Kjelcer und rheinische Devon und über die Tektonik Europas. Nachr. Warsch. Polyt. Inst. II, 1912.
19. — Über das obere Neodevon von Lagow. Nachr. Warsch. Polyt. Inst. III, 1912.

Глава двенадцатая

СИНТЕЗ ПАЛЕОЗОЯ СРЕДНЕЙ ЕВРОПЫ

1. ЗОНАЛЬНАЯ СТРУКТУРА ВАРИССИД

До нашего времени сохранились только разрозненные части позднепалеозойских гор Средней Европы. Но эти части достаточно велики для того, чтобы на основании их восстановить прежн-

ние связи, правда только путем тщательного и детального анализа, как мы пытались сделать это в настоящем труде. Окончательной ясности в этом вопросе пока не удается еще достигнуть, но главные черты закономерного развития намечаются уже достаточно точно.

Вряд ли нужно подчеркивать еще раз, что поздне-палеозойские горы не монолитны; как в отношении возраста, так и в отношении структуры противоположность хотя бы Шварцвальда и Вестфалии или центральной Богемии и Польского среднегорья весьма существенна. Поэтому давно уже (Э. Зюсс, Ф. Фрех) признана необходимость общего подразделения этих гор на южную центральную зону (Центральное плато, верхний Рейн, центральный Богемский массив) и внешние цепи (Арморика — Рейнские горы, Гарц, Польское среднегорье); в последнее время Борн особенно настаивает на этом делении.

Но все разнообразие структур отнюдь не исчерпывается этим путем. Коссмат показал, что между *внешними цепями*, определяемыми как *рено-герцинская зона, и центральным массивом*, который можно определить как *молданубскую зону* (Ф. Э. Зюсс), располагается еще широкая зона иного характера — *саксо-тюрингенская зона*, которую можно проследить почти полностью и по простиранию. На юге имеется наконец еще совершенно особая область, к которой за пределами Альп относится только Черная гора (Montagne Noire); восточное продолжение ее можно видеть вероятно в Карнийских Альпах, палеозое Граца и возможно в восточно-альпийской граувакковой зоне; эту *палеодинарскую зону* (Коссмат) мы оставим пока в стороне.

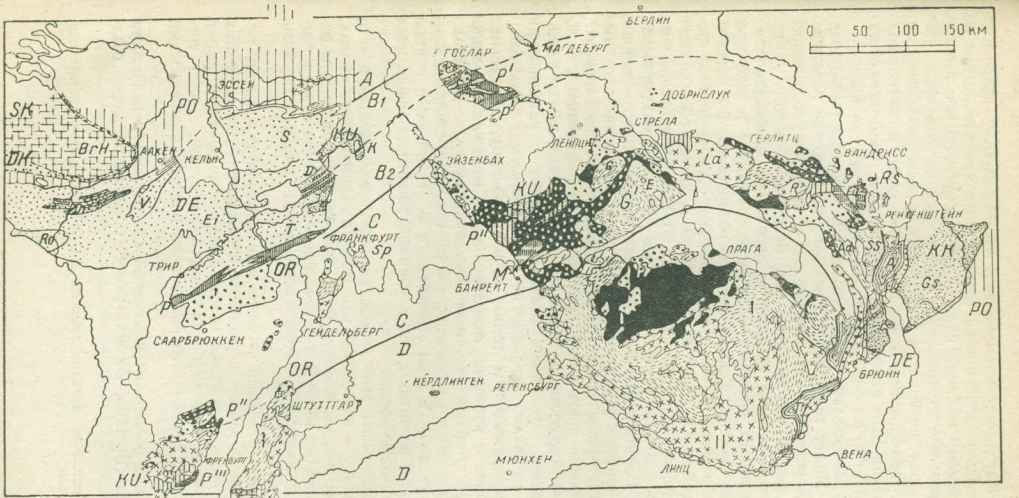
Здесь мы попробуем только охарактеризовать более подробно три главные зоны Средней Европы с точки зрения истории их геологического развития и тектоники.

а) Молданубский комплекс

В введении к первому тому было уже указано, что через всю Европу, от Подолии до Центрального плато, протягивается широкая область древних гнейсов, и мы определили эту полосу как *франко-подольскую глыбу* (т. I, стр. 8). Южно-русская часть (Азовско-подольский массив) представляет собою единое целое, тогда как на западе (молданубская зона) эта глыба была разбита на отдельные части уже очень давно.

Характерными для этой зоны являются катагнейсы изверженного и осадочного происхождения, связанные иногда, особенно в Центральном плато, а также в Богемии, со слюдяными сланцами, степень метаморфизации которых несколько слабее. Возраст их был уже рассмотрен нами подробно (стр. 480 и дальше); в общем выяснилось, что здесь не имеется никаких доказательств в пользу молодого, т. е. карбонового метаморфизма, и что в эту серию входят по меньшей мере альгонкские, а возможно и архейские породы, докристаллическая деформация которых в большинстве случаев даже ясно докаледонская.

В частностях толкование этой зоны представляет еще не мало


БЕРЛИН
0 50 100 150 км
ГОСЛАР
МАГДЕБУРГ
ЭССЕН
ДОБРИСЛУК
СТРЕЛА
ЛЕНЦИН
ГЕРЛИТЦ
ВАНДЕНСС
ЭЙЗЕНБАХ
ЭЙЗЕНАХ
ЭЙЗЕНАХ
ЭЙЗЕН

трудностей. Глубинный метаморфизм гнейсов требует покровных пород («Korrelates Deckgebirge» Зандера), от которых до нас не дошло повидимому никаких следов. Этот покров не мог входить в девоно-карбоновую серию, так как последняя содержит уже гнейсовую гальку, но вряд ли мог он быть и древне-палеозойским, так как там, где сохранилась эта последняя серия в связи с молданубским ядром, как например в баррандовом комплексе, отсутствуют какие бы то ни было следы каледонского несогласия.

Отсюда можно сделать вывод, что этот покров был также допалеозойским. Может казаться, что всякие теоретические рассуждения о нем совершенно бесцельны, поскольку от него не сохранилось никаких следов. Но это не совсем так. Независимо от того, что допущение такого покрова вызывается логической необходимостью, так как катагнейсы не образуются на поверхности,[1] в некоторых благоприятных местах удается все же обнаружить его остатки. Вспомним о брювере Бретани, охватывающем с юго-восточной стороны гнейсовый массив Центрального плато, вспомним об альгонкие Богемии, который вследствие затухающего кверху метаморфизма приводит по крайней мере к слюдяным сланцам молданубских краевых зон. Обе эти серии были собраны в складки еще до кембрия, в обеих метаморфизм усиливается книзу, причем нижние слюдяные сланцы следует рассматривать не как стратиграфический горизонт, а как поверхность движения и скалывания по отношению к катазоне. Аналогичные соотношения наблюдаются также между вейльскими сланцами, слюдяными сланцами Любин и катагнейсами Вогезов. *Такая кайма, состоящая из метаморфических пород мезо- и эпизон, обнаруживается таким образом повсюду, где древние глыбы граничат с ранними синклинальными областями, и такие «эпипороды» в этих случаях всегда докембрийские.* Отсюда однако никак нельзя вывести заключения, что *все* слюдяные сланцы докембрийские. Я схожусь в этом отношении с Ф. Э. Зюссом и считаю наоборот вполне вероятным, что глубинный диафторез проявлялся еще и в позднейшее время.

Если согласиться с этим выводом, то довольно бесцельно искать гнейсовую гальку в альгонкие; как в позднe-альгонкских осадках, так и в самом древнем палеозое будут преобладать компоненты неметаморфизованных образований и «эпипород». Тем не менее в кембрийских конгломератах Богемии встречаются уже молданубские гнейсы.

Размыв покрова должен относиться в основном к древнему палеозою, так как в девоне катагнейсы обнажаются уже во многих случаях. Из этого опять-таки можно сделать вывод, что в период древнего палеозоя молданубская зона была сушей. Здесь требуются однако следующие оговорки в связи с палеогеографическими данными.

Кембрий над областью несомненной альгонкской складчатости имеет пробелы (Бретань, Богемия); более полное накопление осад-

[1] Что касается роли молодых гранитов, то об этом говорилось детально на стр. 480 и след.

ков обнаруживается только на севере (Уэльс, Лаузиц, Польша). На юге первоначально имелась трансгрессия средне-кембрийского моря, отступившего однако довольно быстро. Поэтому можно допустить, что и основная область молданубского комплекса находилась под водою лишь очень недолго.

Ордовикий имел первоначально (тремадок) в Богемии связи с севером; затем в этом направлении образовался ригель, и связи распространились на юг. В Бретани они особенно ясны. Следует таким образом считаться с тем, что в нижнем силуре была затоплена по крайней мере часть молданубской зоны, хотя и нельзя может быть считать очень мощный баррандов комплекс нормальным типом этой трансгрессии.

В готландии имела место опять довольно сильная трансгрессия с севера, безусловно дошедшая до краевых частей молданубской зоны, а может быть затопившая даже значительные части ее, прорвавшись местами на юг. Но в более высоких частях верхнего силура северный край снова поднимается, а в Богемии сохранился неглубокий связующий шельф на юге и юго-востоке; возможно, что аналогичная связь имелась также и между Бретанью и Черной горой. Некоторые части молданубской зоны находились во всяком случае под водой.

В нижнем девоне молданубская область, начиная от Центрального плато и до центральной Богемии, лежала выше уровня моря. Только в восточной Богемии можно предполагать связь между баррандовым комплексом и бассейном Граца и Подолией; эта связь могла продолжаться с перерывами в кобленцском ярусе и далее к СЗ и достигала быть может Марбургского района и Гарца,[1] возможно, что и к западу от Центрального плато Бретонское море соединялось с Черной горой. Как в баррандовом, так и во всем молданубском комплексе отсутствует ясное каледонское несогласие; также обстоит дело и в северной Бретани и в Нормандии, хотя и отделенных от молданубского комплекса, но сходных с Баррандовым массивом в отношении геологического развития. *Судя по этому, кажется, что области с выраженным докембрийским несогласием не были захвачены каледонской складчатостью;* повидимому здесь имела место эпейрогеническая дифференциация с образованием *крупных мульд* с мелководным зоогенным накоплением осадков (краевые рифовые фации) и *крупных антиклиналей*, которые разрушались затем в течение всего девонского периода, пока не обнажились их гнейсовые ядра. К востоку от Богемского массива кобленцские слои трансгредировали к югу и подготовили таким образом окончательное отделение Подолии (моравско-силезские ворота).

Средний девон. Нельзя сомневаться в том, что стремление к поднятию продолжалось и дальше. Средне-девонское море достигло краев гнейсовых массивов (Вогезы, восточные Судеты) и продолжало существовать отчасти в крупных ранне-каледонских мульдах (баррандов комплекс), но фации его имеют характер мелковод-

[1] Ср. также Штилле, *XII*, *35*.

ной прибрежной каймы, между тем как в море, наступающем к востоку от Богемского массива, образуется геосинклинальная фация (восточные Судеты). Таким образом разница в зональном характере между молданубским комплексом и Подолией выражена очень отчетливо.

Верхний девон. Поднятие Молданубской области, включая альгонкские краевые области, еще яснее; трансгрессия может быть установлена только к востоку от Богемского массива, т. е. между ним и Подолией (силезско-моравский пролив) и к западу от Вогезов (пролив Роны и Соны), следовательно именно в тех двух поперечных проливах, которые важны также и для дальнейшего тектонического развития.

Нижний карбон. Конец девона характеризуется поднятием, связанным с довольно сильными орогеническими явлениями, но моравско-силезский пролив и впадина Роны и Соны дают начало дальнейшим трансгрессиям, распространившимся повидимому и на краевую и на отколовшиеся зоны гнейсовых массивов (Совиные горы), отлагая на них мелководные известковые осадки. Но и здесь опять-таки дело не доходит до образования связного покрова на древних массивах, так как «верхний кульм» носит местами даже характер континентальных внутренних впадин.

Верхний карбон. Для всего молданубского комплекса характерно полное отсутствие накопления осадков в намюрское и нижневестфальское время. [1] Отсюда можно во всяком случае вывести заключение о судетских движениях и сильной эрозии в начале верхнего карбона.

Накопление осадков возобновляется в тектонических внутренних впадинах в верхне-вестфальское время (Центральное плато, Вогезы, центральная Богемия) с выраженной трансгрессией верхних горизонтов; отсюда следует отсутствие крупных астурийских движений. [2] От палеозойского покрова и альгонкских покровных образований не сохранилось ничего. Гнейсовые массивы сильно обнажены. Заальская фаза (средний красный песчаник) была повидимому довольно интенсивна, в особенности на западе.

Отсюда можно вывести заключение о резко выраженном эпейрогеническом характере этого периода, хотя мы имеем еще очень мало данных о древнем палеозое. Полной трансгрессии не было вероятно со времен альгонкия. Главные периоды эрозии: кембрий (верхний и нижний), нижний девон — средний девон, нижний — верхний карбон. За это время был уничтожен почти бесследно — вероятно не особенно мощный сам по себе — альгонкский и древнепалеозойский фундамент, так что обнажилось глубокое основание. Орогенические фазы следующие: докембрийская, бретонская и заальская.

Для тектонической характеристики важно, что собственно варисскую *складчатость* установить здесь трудно, чему нельзя

---

[1] За исключением может быть маленькой впадины Бертаупгена в Шварцвальде.

[2] За исключением Вогезов и Шварцвальда, где таковые по меньшей мере мало вероятны (ср. стр. 387).

удивляться, принимая во внимание незначительность палеозойского фундамента. Но даже там, где палеозойская серия полнее, как в баррандовом комплексе, преобладающей является не нормальная складчатость, а двустороннее образование чешуй в крупных мульдах, связанное с брахиантиклинальной складчатостью по оси. Для гнейсовых массивов характерна тектоника горизонтальных глыб, т. е. надвиги гнейсовых глыб друг на друга с диафторезом и милонитизацией зон движения и поперечные передвижки. Наряду с этими явлениями слабое смятие девоно-кульмской серии (Морван, южный Шварцвальд) отходит совершенно на второй план. *Движения направлены при этом от центра массива к его краям:* в северном крае они идут на север (северный край Вогезов близ Любин = пограничной зоне «девона» в Бадене, чешуи Эрбендорф, к югу от Пихтовых гор, ? надвиг молданубского комплекса в Железных горах); в восточном крае — на восток (Моравский надвиг); в южном — на юг (внутренние слюдяно-сланцевые дуги молданубского комплекса, Южно-шварцвальдский надвиг, ? утесы южных Вогезов); в западном — на запад (западный край Центрального плато — зона Тюлль). Но эти движения нельзя считать однородными; дуговое расположение ясно указывает, что гнейсовая область разделена на глыбы, причем каждая из них подвергалась дифференциальным движениям; поэтому между глыбами можно наблюдать поперечные сдвиги, которым до сих пор придавалось слишком мало значения. Мы установили их уже целый ряд; начиная с запада, можно перечислить: «угольный канал» Центрального плато с его боковыми нарушениями (трещина Аржента и т. д.), «сигмоиды» Вогезов, разлом долины Эльц в Шварцвальде, переходящий на севере в край Рейнской долины у Оденвальда и в трещину Отцберг. Эта группа простирается в ССВ направлении, и восточная глыба передвинута везде на север. К востоку следуют сдвиги с СЗ простиранием: краевая трещина Пихтовых гор — Баварский Пфаль, Богемский Пфаль, край Железных гор (переходящий в зону долин Эльбы). Характер сдвигов (насколько можно судить по имеющимся в настоящее время данным) изменчивый, но преобладает все же повидимому общая тенденция к передвижению западных глыб на северо-запад. *В таком случае западный ССВ пучок и восточный СЗ пучок создают только иллюзию дугового расположения в целом, на самом же деле здесь имеются просто горизонтальные ступени* (рис. 200).

Поперечные передвижения массивов имеют определенное влияние на размеры надвигов; безусловно не случайность, что надвиги особенно ясно выражены по большей части вблизи крупных поперечных зон.

Что касается образования варисского покрова в пределах молданубской зоны, о чем сообщал недавно Зейдлитц (Centr. f. Min. 1928, B, № 10), то мне кажется, что надежных оснований для такого вывода пока не имеется.

Последним типичным элементом этой зоны является ее *магматический* характер. Важно отметить прежде всего, что здесь преобладает кислый тип, отчасти даже крайние члены кислого ряда часто

при исключительной бедности известью. Преобладание калия выражено часто, хотя и не всегда. Господствующими являются по большей части граниты с предшествующими сиенитовыми породами. Их распределение и характер определяет то, что Ф. Э. Зюсс совершенно правильно называет интрузивной тектоникой, и что составляет главнейшую характеристику зоны, хотя определение этого понятия здесь несколько иное. Зона питания этих гранитов приурочена обычно к узким крутым полосам, расположенным по простиранию или на поперечных нарушениях. Но распространение их преимущественно пологое, на что указал впервые Клоос, и связано совершенно отчетливо с границей огнейсованного основания и фундамента (Центральное плато, Вогезы, южный Шварцвальд, северный Шварцвальд, Средне-богемский массив). Этим объясняется обычное расположение их по простиранию в крае гнейсового массива. Но некоторые массивы следуют зонам сдвигов внутри гнейсовых гор (Триберг в восточном Шварцвальде, южно-богемский венец) и определяют таким образом поперечный распад Молданубской глыбы; они лежат тогда на крыльях поперечных вздутий, в которых ядра антиклиналей образованы огнейсованным основанием, а ядра мульд — палеозойским фундаментом.

Действительно, с запада на восток можно перечислить следующие элементы:

Надвиг зоны Тюлль.
Гнейсовая глыба Лиможа.
Гранитное крыло среднего Центрального плато.
Палеозой Морвана — верхняя Луара.
Гранитное крыло Вогезов.
Гнейсовая глыба Шварцвальда.
Гранитное крыло восточного Шварцвальда (Триберг).
? Палеозой в фундаменте Швабии.[1]
Гранитное крыло Баварского леса.
Гнейсовая глыба Шумавы (центральная Богемия).
Гранит Мельничного округа.
Гнейсовая глыба Лесного округа.
Надвиг моравской зоны.
Восточно-судетский палеозой.

Это крупное деление конечно чисто схематическое; в крыльях наблюдается часто вторичная складчатость, проявляющаяся в многократном чередовании гранита и гнейса.

Что касается возраста интрузий, то можно указать только в общем, что они начались в нижнем карбоне (бретонские) и продолжались во всяком случае вплоть до судетской фазы; в какой мере они проявлялись в верхнем карбоне, не известно. «Геосинклинальная» подготовительная фаза отсутствует во всей зоне.

[1] Точных данных здесь дать конечно нельзя; но после того как Вурм показал, что близ Нюрнберга неметаморфизованный палеозой распространяется далеко на юг, кажется вполне возможным, что в Швабии имеется поперечный синклинорий (*X, 61*).

b) Саксо-тюрингенская зона

Коссмат (*XII, 21*) пытался проследить саксо-тюрингенскую зону от Судетов до Оденвальда. Чтобы выяснить, можно ли предположительно проследить ее и дальше, нужно сначала по возможности точно определить ее характерные признаки.

Связного огнейсованного фундамента здесь нет, хотя в пределах этой зоны и появляются гнейсовые купола и «молданубские обломки», метаморфизм которых частью определенно доварисский, а частью даже определенно докембрийский. К последней группе относятся совиногорские гнейсы, Мюнхбергский массив, гиршбергские гнейсы восточной Тюрингии, может быть рулясские гнейсы, совершенно независимо от их тектонического значения. Безусловно доварисскими, отчасти может быть каледонскими можно считать бёльштейнский купол,[1] центральную часть предгорья Спессарта, купол Пихтовых гор, каледонские гнейсы Исполиновых гор, Орлиные (Adlergebirge) и Снежные горы. Являются ли первые два каледонскими или докембрийскими, сказать нельзя. Неясности остаются также в отношении Рудных и Гранулитовых гор; Коссмат считает их варисскими элементами, но аналогия с Судетами позволяет с таким же успехом отнести их и к каледонскому циклу. Ясно во всяком случае, что огнейсование по меньшей мере древне-варисское, и что древне-палеозойские элементы встречаются часто вплоть до верхнего силура в виде сильно метаморфизованных параскристаллических фаций, что является полной противоположностью молданубской зоне.

В отношении эпейрогенеза можно отметить следующее: *альгонкий* представлен безусловно широко, но в противоположность югу здесь не наблюдалось выраженного несогласия его с кембрийскими отложениями.

Кембрий был установлен в нескольких местах и весьма вероятно, что по крайней мере в середине периода он образовывал связный покров. Серия здесь может быть даже более полная, чем в Богемии. Диабазы и диабазовые туфы здесь широко распространены вероятно вплоть до нижнего силура.

В ордовиции имеются две в значительной степени противоположные зоны: южная с мощным, но мелководным накоплением осадков (северные Вогезы, восточная Тюрингия, южная Саксония, западные Судеты) и северная, лишенная осадочных образований (? Спессарт, Тюрингенский лес, северная Саксония, ?Лаузиц). Южная зона примыкает к баррандову комплексу.

В готландии развита повсюду однородная фация квасцовых и кремнистых сланцев с граптолитами; на западе она отсутствует, но это объясняется вероятно отчасти позднейшей эрозией. Эта серия доходит максимально до нижнего лудлоу.

Отсутствие *нижнего девона* характерно для всей области. Каледонский перерыв выражен с большой ясностью.

[1] Несмотря на все возражения я считаю, как и прежде, что восточный Оденвальд доварисский; но из чувства беспристрастия я должен однако указать и иные толкования. Ср. в особенности D. Korn. N. J. Beil-Bd. 62. 1929.

Средне-девонское море трансгредирует с севера, но не всюду оно распространяется на всю ширину этой глыбы. Только в Вогезах оно доходит почти до края молданубского комплекса. В Тюрингии средне-девонское море едва доходит лишь до Мюнхбергского массива, в Саксонии — до Гранулитовых гор, а в западных Судетах оно отсутствует полностью. На западе (в Вогезах) изверженная деятельность начинается уже в это время, на востоке — позднее.

Верхний девон распространяется еще дальше и ингредирует повидимому в форме бухты между южными массивами (западные Судеты). В Тюрингии господствует довольно сильная изверженная деятельность, далее к востоку (в западных Судетах) ее не удается установить. Имеется бретонское поднятие, но довольно слабое, которое проявляется прежде всего в отступании древнего нижне-карбонового моря. Только в визейском ярусе развивается широкая трансгрессия, распространяющаяся и на кристаллические массивы, хотя часть их и остается все же сушей (Исполиновы, Снежные, ? Рудные, Пихтовые горы). Судетская складчатость выражена отчетливо и является вероятно наиболее характерным признаком этой зоны.

Верхний карбон носит характер внутренней впадины. Но в противоположность югу здесь является характерным начало накопления осадков в намюрском или вестфальском ярусе (внутри-судетская мульда, бассейн Рудных гор, Саарский бассейн). В пределах верхнего карбона и красного лежня безусловно имеется несколько несогласий. Интенсивность изверженний времени красного лежня сильнее, чем в молданубском комплексе. Заальская складчатость имеется налицо, но местами она значительно слабее, чем на юге.

Связь с молданубским комплексом требует объяснения. Саксо-тюрингенская фация окаймляет его с севера; в западных Судетах она распространяется далеко на юг; этим подготовляется разделение молданубского комплекса и Подолии, но оно еще не осуществляется, так как *саксо-тюрингенский клин* заканчивается древнепалеозойскими осадками в Снежных горах, так что далее к югу можно допустить еще связный допалеозойский фундамент: молданубский комплекс — Альтфатер — Подолия. Важно, что осколок молданубского комплекса — Эйле, судя по этому, занимал уже в силуре то же положение, что и сейчас, — в центре саксо-тюрингенской зоны мульд (Бедерке).

Наличие каледонских движений кажется мне поэтому особенно важным для тектоники саксо-тюрингенской зоны; этот факт обоснован особенно подробно Бедерке. С этим связана значительно большая степень метаморфизации кембросилура по сравнению с поздним палеозоем и интрузия крупных масс доварисских гнейсо-гранитов. Но так как варисские интрузии достигли к этому времени также значительных размеров, то не всегда возможно разделить эти два процесса.

Для западных Судет в настоящее время установлено, что каледонская складчатость была здесь основным горообразовательным

процессом, и что распространение варисской складчатости ограничилось здесь узкими зонами чешуй и складок сравнительно слабой тектоники между затвердевшими каледонскими массивами. Можно кажется допустить, что дело обстоит так же и в саксонской и тюрингенской зонах, аналогичных этому району во многих отношениях. Но так как западные Судеты представляют собою непрямолинейно изогнутую полосу, и знатоки этой области, как Коссмат, высказываются за варисский возраст главной тектоники, то этот вопрос приходится оставить пока открытым, хотя следует подчеркнуть, что до настоящего времени не приводилось никаких *веских* оснований против каледонского возраста важнейших горообразовательных процессов.[1] На западе наконец (северные Вогезы, Оденвальд, Спессарт) стратиграфия мало исследована, и здесь еще труднее притти к ка-

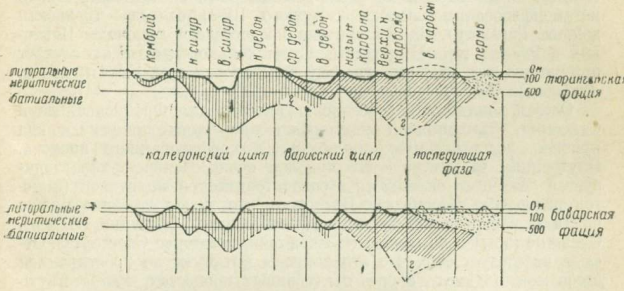


Рис. 197. Эпейрогеническая схема саксо-тюрингенской зоны.

кому-нибудь окончательному решению. Мы подчеркивали уже неоднократно, что здесь имеются доварисские элементы и каледонское несогласие; возможно однако, что и девоно-карбоновая серия была сильно смята и метаморфизована.

Распределение метаморфизма позволяет все же установить деление на зоны с севера на юг и осевую волнистость с запада на восток. Деление на зоны следующее: северная полоса метаморфических пород протягивается от Оденвальда через Спессарт-Рулу (Тюрингенский лес) до Кюффхёйзера и исчезает далее к СВ под низиной. Наряду с доварисскими элементами эта полоса может заключать в себе (как было сказано выше) в Оденвальде также и

[1] Г. Штилле (*XII, 35*) допускает затухание каледонской складчатости с севера на юг и указывает прежде всего на отсутствие значительных угловых несогласий в восточной Тюрингии. Аргументы противной стороны уже приведены нами выше (*X*). Очень заманчивую схему Штилле можно было бы еще дополнить, если распределить зоны равной интенсивности каледонских движений не по одну сторону, а симметрично, по обе стороны. Это лучше всего объяснило бы принятое Дальрюном усиление каледонского орогенеза в Гарце и к ЮВ и условия западных Судет и северных Вогезов.

области интенсивного варисского метаморфизма. Средняя полоса отличается более слабым метаморфизмом и варисской или даже более древней изоклинальной складчатостью. На западе она скрыта в значительной степени под мезозойским покровом, так что обнажается только ее южный край (девон долины Брёйш, «девон» Бадена); на западе она хорошо развита в Тюрингии, но на СВ она выступает над Гранулитовыми горами.[1] Продолжение в сторону западных Судет точно неизвестно, его можно подозревать скорее всего в слабо метаморфизованной зоне Лаузица и гор Бобер-Кацбах; но никакого вывода об абсолютной тождественности здесь делать нельзя.

Самая южная полоса наконец отличается сильным метаморфизмом. На западе от нее сохранились только следы (штейгские сланцы, Гохфельдский массив с доварисскими элементами, сильно метаморфизованные породы северного Шварцвальда — Бюльская долина, Гаггенау). На востоке она представлена куполами Пихтовых и Рудных гор. В западных Судетах наконец сюда же следует причислить всю сложную систему каледонских гнейсовых куполов, огибающих Совиные горы.

Осевая волнистость особенно характерна для Франкенвальда и Саксонии, благодаря ей метаморфические части принимают вид куполов, поднимающихся из-под неметаморфизованного покрова. Внутренняя структура этих куполов очень сложна и характеризуется лежачими складками с синтектонической интрузией (кинетометаморфизм Коссмата). Возможно, что то же строение можно найти и в силезских куполах [Исполиновы, Орлиные (Адлер), Снежные горы] и на западе (Бёльштейн, предгорье Спессарта). Отсюда не следует еще, что эти покровы вытянуты по простиранию; здесь можно думать скорее о глубинных процессах, соответствующих поверхностной складчатости, образовавших скопления наподобие желваков на местах поднятия осей (Симплон). Я лично считаю вполне вероятным, что за пределами Силезии они могут относиться к каледонскому циклу.

К востоку саксо-тюрингенская структура расчленяется. Одна (неметаморфическая) ветвь протягивается к востоку (горы Бобер-Кацбах) и соединяется может быть с каледонским фундаментом Польского среднегорья: другая огибает Совиные горы, т. е. врезается в вышеописанный докаледонский клин молданубской глыбы и присоединяется затем снова, в качестве «северо-южной зоны», правда несколько обедневший, к северной ветви (ср. стр. 572—573).

Проблема крупных надвигов внутри саксо-тюрингенской зоны требует еще разъяснений. Что край молданубского комплекса надвинут на южный край, это несомненно (Любин — Вогезы, баденский девон, эрбендорфские чешуи на Пихтовых горах). Но явля

[1] Объяснение зависит от того, как понимать кристаллический фундамент. Если считать гиршберг-гефельские гнейсы и гранулиты докаледонскими, что по-моему вполне возможно, то здесь несомненно предполагать наличие некоторого базального покрова, подобного тому, который Бедерке предполагает в окрестностях эйленских гнейсов.

ются ли покровными глыбами мюнхбергские и франкенбергские гнейсы, поднимающиеся среди центральной неметаморфизованной подзоны, это требует еще доказательств (Коссмат, Вурм). Я лично считаю более вероятным сжатие конечно с широким развитием чешуй (Клоос) [1].

В этой связи нужно подчеркнуть, что в тектонике неметаморфических частей очень часто мы видим двусторонние чешуи (образование чешуй в складчатых грабенах; так например в окрестностях Мюнхбергского массива, в мульде между Рудными и Гранулитовыми горами, в краях Совиных гор), которые свидетельствуют против одностороннего механизма. Горообразование саксо-тюрингенской зоны происходит в очень неоднородной области; поэтому элемент *поперечных сдвигов* выражен здесь кажется еще яснее, чем в молданубском комплексе; вся зона разложена на *столбчатые глыбы* (Ф. Э. Зюсс), связь которых с ранее затвердевшими массивами, надвиговыми зонами и центрами интрузий совершенно ясна. Часть этих поперечных флексур является непосредственным продолжением флексур молданубской зоны; и здесь также они простираются на западе к ССВ (край Рейнской долины в Оденвальде, зона Этцберг), а на востоке — к СЗ (краевая трещина Тюрингенского леса, сигмоидальное расположение Криммитшау-Нейдек, зона долины Эльбы, внутри-судетское главное нарушение, краевой разлом в Судетах). В общем здесь также характерно продвижение центра и отставание крыльев (рис. 200).

Магматический характер этой зоны также своеобразный; независимо от наличия каледонских интрузий варисский цикл очень разнообразен сам по себе; он начинается верхне-девонскими диабазами, а позднее в нем проявляется местами все разнообразие гранодиоритовой группы пород, в которой значительно повышается содержание извести по сравнению с молданубским комплексом. Преобладают два вида интрузий: крутые зоны питания на поперечных нарушениях и пологое распространение на главных несогласиях (Лаузиц, Штригау) или вздутие в ядре древних куполов (Исполиновы, Пихтовые горы).

Пермокарбоновые внутренние впадины в этой структуре обнаруживают ясные связи с зональной структурой и с краями столбчатых глыб, т. е. они связаны с границами массивов, затвердевших по-разному.

После того как мы установили зональные отложения в варисских дугах, выясним вкратце западное их продолжение. Всякая видимая связь здесь отсутствует. Морван с верхне-девонской трансгрессией на гнейсы и линзами гранита принадлежит к молданубскому комплексу, так что саксо-тюрингенскую зону нужно искать дальше к северу под Парижским бассейном. В северо-западном крае Центрального плато находим снова зону метаморфических пород с согласными аплитовыми гранитами, продолжающимися в кок-

[1] В пользу чего говорит аналогия с безусловно автохтонными Совиными горами. Ср. последнюю работу Г. Шольца (H. Scholtz. Centr. f. Min. 1929. B. № 5).

ную Бретань (стр. 201—202). Здесь мы имеем опять характерные черты саксо-тюрингенской зоны: метаморфизованный, [1] частично гнейсованный альгонкий, кембросилур, трансгредирующий средний девон, нижний карбон в фации кульма. Внутренние впадины частью опять намюрские; имеются согласные гнейсо-граниты. *Аналогия этой южной корнуолской зоны с саксо-тюрингенской полосой повидимому совершенная.* Северную границу нужно искать в корне виленского покрова (антиклиналь Сен-Жюльен-де-Вуант), в котором начинается бретонская структура. Следует подчеркнуть, что корнуолская зона разделяется у северо-западного края Центрального плато на две ветви, из которых одна отклоняется к востоку, а другая к юго-востоку (стр. 244) — *это точное зеркальное отражение виргации Судет в крае Совиных гор!*

c) Рено-герцинская зона

Характеристика этой зоны должна основываться на центральной полосе Рейнских сланцевых гор; но полного единообразия здесь нельзя ожидать ни по простиранию, ни вкрест простирания (см. рис. 90).

Относительно *докембрия* центральных частей не имеется никаких данных; сомнительно, чтобы сюда на восток распространялись условия Бретани, где ясно выражено подкембрийское несогласие.

Кембрий также известен только на западе (Венн); проявления его носят разный характер; если принять во внимание условия запада, то можно допустить, что он достигает наибольшей мощности на севере, тогда как к югу в нем появляются перерывы; возможно, что он там даже и вовсе отсутствует.

Об ордовиции тоже можно сказать очень мало. На основании общих палеогеографических условий я считаю возможным предполагать, что в противоположность саксо-тюрингенской зоне он здесь сильно сокращен (Польские средние горы, Бретань), а местами даже и совсем отсутствует (Рокруа). Таконское несогласие определенно известно только в Польских средних горах.

Относительно *готландия* имеется несколько больше данных. Накопление осадков здесь непрерывное повидимому от Скандинавии и Антлии вплоть до Богемии; но пороги все же возможны (к северо-востоку от Гарца). Фация кремнистых и квасцовых сланцев распространена однако довольно широко.

Силурийско-девонская граница очень изменчива. На западе (Корнуол — Бретань) переход постепенный без каледонского несогласия; так дело обстоит до западного края Арденн (Ленс-Льевэн). Отсюда к востоку характер становится изменчивым. В Брабантском массиве и в Венн имеется сильное нарушение, которое наблюдается повидимому также и в Таунусе; с каледонской складчатостью связан тип синклиналей с вторичной складчатостью в направлении оси (Динан, может быть Эйфель). Вполне возможно, что в цен-

[1] Гнейсы Кемперле, «Schistes à minéraux», т. е. более сильно метаморфизованные фации бриовера, почти не метаморфизованного далее к северу (стр. 181).

тральных частях Сланцевых гор нет перерыва, или же здесь имеется лишь очень слабое несогласие. За это говорит также и то, что в юго-восточном Гарце каледонская складчатость сильная, а в северо-западном — слабая.[1] Во всяком случае нельзя безоговорочно считать каледониды саксо-тюрингенской зоны продолжением брабантских каледонид; между этими двумя цепями может находиться несмятая зона (? ордовикское нагорье), которая, продвигаясь с запада на восток, могла превратиться в нижне-девонскую мульду.

Нижний девон является наиболее характерной особенностью этой зоны. Широкий трог преимущественно с кластическими осадками распространяется от брабантских каледонид к югу и трансгредирует одновременно на восток, достигая в кобленцское время восточных Судет и Польского среднегорья *(XII, 35)*. Известковые осадки локализованы (древние пороги в Бретани, каледонские пороги в Гарце и в восточном крае Рейнских сланцевых гор); до саксо-тюрингенской зоны они вряд ли доходят, за исключением может быть только кратковременного узкого соединения с Богемией; зато к востоку от западных Судет море трансгредирует далеко на юг, продолжая таким образом древний докаледонский клин Эйле и способствуя отчленению молданубского комплекса. Моравский пролив становится ясно выраженной апофизой рено-герцинской зоны.

Средний девон. Характерной особенностью рено-герцинской зоны является средне-девонское поднятие массивов в ее центральных частях, которые становятся впоследствии довольно устойчивыми нагорьями: леонская складчатость северной Бретани, Зигерландская глыба. Какие из них орогенические, а какие — эпейрогенические, пока еще не установлено. Другие части погружаются зато еще глубже. К стабильным массивам примыкает специфический геосинклинальный тип с подводными излияниями диабазов и шаровыми лавами (в области Дилль и Лан, в несколько менее выраженном виде — в синклинории Эйфель — Зауэрланд). Силезские ворота имеют отчасти аналогичный облик. Трансгрессия очень широкая; остатки каледонских порогов устраняются, часть саксо-тюрингенской зоны затопляется, и связь между молданубским комплексом и Подолией порывается окончательно; накопление осадков распространяется и на северный каледонский форланд.

В *верхнем девоне* это развитие продолжается,[2] хотя и не везде оно носит геосинклинальный характер; противоположность с саксо-тюрингенской зоной выражена здесь не так сильно. Под конец в связи с зарождающейся складчатостью начинается орогенное накопление осадков. Бретонская фаза локализуется прежде всего во внутренних частях этой зоны, т. е. в геосинклинальных полосах к югу от внутри-девонских глыб (Нормандия, Зигерланд) и в пограничной зоне молданубского комплекса и восточных Судет.

---

[1] Ср. по этому вопросу интересные данные Штилле (*XII, 35*).

[2] Штилле правильно подчеркивал распространение девонской трансгрессии к северу и к югу скачками (*XII, 35*).

В *нижнем карбоне* в пределах этой зоны наблюдается взаимный переход известняковой фации, особенно распространенной на западе, и преобладающей на востоке орогенной кульмской фации. Более детальный анализ показывает однако, что известняковая фация является характерной чертой рано затвердевшего форланда (Англия, восточная верхняя Силезия) и трансгредирует в рено-герцинскую зону (Нормандия) и далее (Морван, южные Вогезы, Совиные горы) только в определенных стабилизованных областях. Орогенное накопление осадков кульма тоже очень разнообразно; вначале оно носит относительно глубоководный характер (кремнистые сланцы, посидониевые сланцы, подводные излияния диабазов), особенно в области своего рода передовой впадины бретонской складчатости, где оно занимает однако меньшую площадь, чем девон. В визейской трансгрессии оно выходит далеко за пределы зоны и принимает затем в «верхнем кульме» грубокластический характер.

Верхний карбон, пермь и внешняя впадина. Для этой зоны характерны лишь резкие внутренние впадины; известны только совсем незначительные области стефанских осадков в Бретани, бассейн красного лежня в Корнуоле и небольшая область красных песчаников в восточном Гарце.

Внешняя впадина с почти непрерывным переходом от нижнего к верхнему карбону является самостоятельным элементом. Она развивается собственно не в рено-герцинской области, а в ее форланде, затвердевшем еще в доварисское время и находящемся в верхнем карбоне в стадии опускания. Фундамент этой внешней впадины затвердел еще в каледонское время (Ирландия, Уэльс, Брабант) *(XII, 35);* в древнем девоне он явился областью эрозии, а позднее представлял собою частично область накопления терригенных осадков (древний красный песчаник); средне-девонская, а местами уже верхне-девонская трансгрессия напоминает Саксо-Тюрингию. Шельф, состоящий из каменноугольных известняков, очень характерен особенно для внешних краев впадины. Верхне-карбоновое накопление осадков распространяется от центра к периферии, но оно заканчивается достефанскими отложениями. Главная фаза складчатости — астурийская. Вплоть до восточной верхней Силезии более молодые осадки совершенно отсутствуют.

Включение морских горизонтов встречается в бельгийско-вестфальской области вплоть до самых верхних вестфальских отложений (граница BC), между тем как в верхней Силезии они исчезают уже глубже (нижне-вестфальский горизонт $V\gamma$). *В настоящее время вряд ли достижимо непосредственное прослеживание внешней впадины как вполне самостоятельного элемента.* Вариссская складчатость Польских средних гор ясно указывает на связь с Судетами, отделяющую верхнюю Силезию от северной внешней впадины; морские связи верхней Силезии распространяются, согласно последних данных Ракуша, несомненно на юг (Карпаты).[1]

[1] Г. Шмидт (H. Schmidt) также примкнул в последнее время к этой точке зрения (Z. D. G. G., 1929).

Что касается тектоники рено-герцинской зоны, то можно сказать с самого начала, что бесцельно искать распространение отдельных элементов по простиранию на всем протяжении этих гор. Включение массивов, затвердевших в каледонское и ранне-девонское время, указывает уже на то, что мы имеем здесь не простирание однородных элементов, а смену полос с различной степенью складчатости. Но приняв эту оговорку, можно все же допустить подразделение на три элемента вкрест простирания (рис. 200).

I. Южная зона имеет довольно однородный характер, начиная от Бретани и до восточных Судет. В Бретани сюда относится виленский покров и глубокая центральная синклиналь Брест-Лаваль. Северное движение отчетливо и сильно выражено; дело доходит до образования значительных сколотых покровов. Метаморфизм усиливается к югу, т. е. в сторону пограничной области.

В Рейнских сланцевых горах сюда нужно причислить весь южный край, включая мульду Лан. Южный край, т. е. граница с Саксо-Тюрингией, образован областью Хунсрюк-Таунус — предгорья Спессарта, которая правда мало изучена, но имеет повидимому характер складчатого грабена с двусторонним образованием чешуй, со сравнительно сильной степенью метаморфизации и значительным развитием гранитных интрузий. К северу во всей мульде Лан господствует ясная тенденция к надвигу на север; здесь можно даже предполагать образование покрова.

Несомненно — эта область продолжается в направлении южного Гарца, где опять-таки характерно образование покровов (Коссмат) и метаморфизм, усиливающийся к юго-востоку.

В Польском среднегорьи мы не знаем ничего, что поддавалось бы непосредственному сравнению с этой полосой. Зато моравское окно, в котором за исключением саксо-тюрингенской структуры молданубский комплекс залегает непосредственно на рено-герцинской полосе, имеет снова совершенно такой же характер: надвиг к краю, метаморфизм, усиливающийся к центру, предлежащая геосинклинальная полоса среднего девона.

Очень характерно далее, что в Бретани, в Рейнских горах (Лан) и в Моравии складчатость этой зоны бретонская, т. е. до- или ранненижне-карбоновая. В Гарце это менее ясно, так как здесь повидимому послекульмские движения были более интенсивными (сколотые покровы штейгских слоев). Но полной ясности здесь еще не имеется.

II. Охарактеризовать среднюю зону может быть труднее всего; показательно включение стойких древних ядер (Нормандия, Рокруа, Венн, Зигерландская глыба), между которыми располагаются синклинории. Поэтому ни один элемент не может быть установлен на всем протяжении; антиклинории и синклинории погружаются и поднимаются по простиранию, следствием чего является кулисное расположение. Внутри крупных элементов наблюдается часто изоклинальная складчатая структура, а в синклинориях — двусторонняя вторичная складчатость; но складчатость безусловно слабее, чем в южной зоне, так как очень крупные надвиги редки. Нельзя отрицать возможности регионального скола над складчатым кале-

донским или альгонкским фундаментом, поскольку за это говорят условия залегания в тех местах, где этот фундамент обнажается (Бретань, Моравия). Характерным отличием являются поперечные флексуры и сигмоидальные изгибы по краю областей, поднятых в период раннего девона. Вспомним западный край Нормандии, сигмоидальный изгиб синклинория Эйфель — Зауэрланд, сигмоид среднего Гарца, поперечную флексуру в северном крае Гарца; аналогичный сдвиг имеется вероятно и в восточном крае Рейнских сланцевых гор (Келлервальд). Эти поперечные линии по существу продолжают собою в несколько более пластической форме «тектонику горизонтальных разломов» зоны центральных массивов. Характерно образование косых чешуй в краях этих структур (эйфельская мульда, стр. 309—310).

Пока еще вряд ли возможно точно определить северную границу подзоны, так как она сливается частично с ближайшей к северу областью; мне кажется все же, что эта граница может быть представлена северным берегом нижне-девонского моря, так что ее можно вероятно провести от Бристольского залива через мульду Динан, северный край массива Венн и Зауэрланд до области, расположенной к северо-западу от верхнего Гарца. Она надвинута здесь повсюду к северу, причем передвижка сильнее всего там, где каледонский северный материк достигал максимального распространения на юг, т. е. в Бельгии, где господствует альпинотипная надвиговая структура.

К востоку от Гарца условия еще мало выяснены: Польские средние горы и нижняя впадина во многих отношениях аналогичны, но связь их образует дугу, выпуклую к северу с тенденцией к надвигу внутрь, что плохо согласуется с предположением о связи с западом, тем более что на западе, т. е. в восточных Судетах в узком смысле эта дуга окружена повидимому внутренней зоной с более высокой степенью кристаллизации. Мне кажется поэтому более правильным допустить здесь самостоятельную дугу анормального типа, зажатую между Подолией и молданубским комплексом. К вопросу о связях этой дуги мы еще вернемся ниже.

Складчатость этой зоны безусловно послебретонская. Вполне возможно, что это судетская складчатость, и зональное перемещение варисского горообразования происходило в таком случае от центра к периферии. Я лично стою на такой точке зрения, но должен подчеркнуть, что непосредственных доказательств правильности такого взгляда в большинстве случаев найти нельзя.

III. Эпейрогеническая характеристика форланда дана уже выше; отличительной чертой является интенсивная складчатость на юге, затухающая к северу. [1] Сколотые покровы южной Ирландии на фундаменте могут быть отнесены сюда же. Загадочной в пределах этой зоны является Малвернская система Англии, простираю-

[1] Первичная южная граница форланда, «рейнская передовая впадина» (rhenidische Vortiefe), находится по мнению Штилле (*XII, 35*), в северном крае Зигерландской глыбы, т. е. значительно южнее, чем на рис. 200. Такое расположение границы вполне возможно.

щаяся на СВ с выраженной вторичной складчатостью на запад. Выше уже было указано на положение этой системы между двумя рано стабилизированными областями и на то, что поперечная флексура Нормандии является возможно ее продолжением. Что верхне-силезская впадина представляет собою самостоятельный элемент, не поддающийся непосредственному сравнению с северным форландом, это следует уже из сказанного выше. Но общий тектонический характер с затухающим к наружному краю опрокидыванием складок здесь совершенно такой же.

Складчатость внешней зоны астурийская, т. е. послевестфальская; при этом следует подчеркнуть, что верхняя граница еще не вполне установлена, и что отнесение этой складчатости к определенной фазе довольно затруднительно (ср. стр. 317—318).

Что касается *вулканизма* рено-герцинской зоны, то следует указать прежде всего на основные эффузии подготовительной геосинклинальной фазы (средний девон и нижний карбон). На востоке (в варисской дуге) интрузивные породы редки и известны в сущности только в двух местах: в Гарце, где имеются значительные изменения гранодиоритовой магмы, связанные с замечательной поперечной флексурой края Гарца, и в восточных Судетах (стреленский гранит), где встречаются и основные предвозвестники; но здесь возможна уже связь с внутренними границами зоны.

Возможно тем не менее, что редкость этих пород может быть только кажущаяся, и такой вывод основан только на данных обнажения высоких горизонтов в восточной части. В Бретани и Корнуоле наблюдаются многочисленные выходы гранита, хотя мы имеем здесь безусловно ту же зону. Но сразу видно, что там во многих местах обнажается докембрийское несогласие, превратившееся позднее в поверхность скалывания, и что граниты часто приурочены именно к этому горизонту. В Рейнских горах эта поверхность неизвестна нигде; [1] на



Рис. 198. Схематический обзор варисской структуры. По Коссману.

I—форланд с верхним карбоном (*RK*); *IIA*—Зауэрланд—Обергау с кульмом (*cu*) и девоном (*δ*); *IIB—C*—внутренняя часть рено-герцинского пояса с силуро-девоном (*s—t*) над кульм-девоном (*cu—t*); *IIIA*—Оссегарт-Гершпенский лес с *G* (гранит); Ks_3—кристаллический сланец; *p*—филлит; *s—cu*—силуро-девон—кульм; *RS*—Рудаское седло; *ZM*—мульда Цигенрюк; *IIIB*—зона Шатхоих и Рудных гор, обозначение как *IIIA*; Ks_1—надвинутый моданубский комплекс (*M*—Мюльберг.); *IV*—моданубский домассив.

[1] Только в Вене мы приближаемся к этой поверхности и сразу же здесь появляется и гранит.

востоке же, т. е. в восточных Судетах, где обнажены более глубокие горизонты, снова имеются выходы гранитов.

Тем не менее противоположность с Саксо-тюрингенской областью выражается в этом совершенно определенно и подчеркивается еще слабым распространением пермских изверженных пород, роль которых так велика во внутренних впадинах. [1]

d) Общие выводы

Произведенный анализ показывает, что предложенное Коссматом деление на три зоны вполне обосновано и позволяет восстановить полностью карбоновые горы. Молданубский комплекс образует центральный остов Средней Европы, первичное продолжение которого можно проследить вплоть до Подолии; он образовался в докембрийском периоде; позднейшая тектоника его основана на краевом надвиге, образовании трещин и гранитизации.

Саксо-тюрингенскую зону я определяю правда несколько иначе, чем Коссмат; я считаю, что она представляет собою в основном край нагорья, смятый еще в каледонскую фазу; карбоновая тектоника ее выражена сравнительно слабо и зависит полностью от древних центров консолидации.

Рено-герцинская зона представляет собою наконец настоящую геосинклиналь с альпинотипным горообразованием.

Это деление на зоны соответствует тому, что мы имеем в третичных Альпах; параллель может быть проведена почти во всех отношениях: молданубский комплекс = восточно-альпийскому; саксо-тюрингенский = пеннинскому; рено-герцинский = гельветскому; останавливаться подробнее на этом вопросе мы здесь не будем. Разница только в том, что я считаю гораздо менее значительным «блуждание тектоники» («Wandertektonik») карбоновых нагорий, представленное на профиле Коссмата, рис. 198. Имеется ли здесь выраженная покровная структура, еще вопрос; но если даже и допустить таковую, то по сравнению с Альпами она окажется весьма незначительной амплитуды.

Деление на зоны кажется мне значительно более важным, чем образование дуг, которому придавалось прежде безусловно преувеличенное значение. Арморикано-варисское расположение дуг представляет собою в сущности просто местное проявление рено-герцинской зоны, — изгиб по краю Брабантского массива. Проследить эти дуги во внутренних зонах вряд ли возможно; здесь не может быть и речи о настоящем столкновении, и самый изгиб к тому же здесь следует искать дальше на запад в Центральном плато. Взамен дуг здесь проступает все яснее ступенчатость по поперечным нарушениям, образующая пучки — западный с ССВ простиранием и восточный с СЗ простиранием, сходящиеся на севере. Эти поперечные зоны, выявленные впервые Клоосом, представляют собою наиболее важный элемент общей тектоники и тектоники интрузий.

---

[1] К этому вопросу мы вернемся еще в этой же главе, в разделе 3.

Наконец именно эти нарушения лежат в основе поперечного разлома варисских гор и расчленения фундамента на отдельные глыбы, дальнейшая судьба которых была очень различна. Видимая в на-

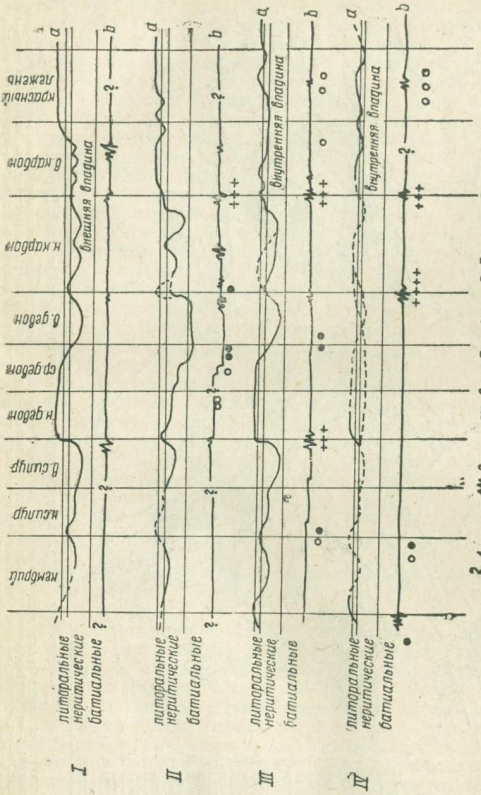


Рис. 199. Эпейрогенические и орогенические кривые варисских зон.

I—форланд; *II*—рейно-герцинский пояс; *III*—саксо-тюрингенский пояс; *IV*—моллазовый комплекс. *a*—геосинклинальный орогенез; *b*—областной орогенез; *c*—основной орогенез; *1*—погружение; *2*—слабые поднятия; *3*—основные поднятия; *4*—интрузии, *5*—вулканизм, *6*—основные разломы, *7*—уровень моря.

стоящее время мозаика разнородных глыб в Средней Европе, кажущаяся такой запутанной, связана закономерно с варисской складчатостью и еще более древней структурой и обусловлена в значительной степени скрещиванием продольных внутренних впадин и

границ зон с поперечными сдвигами, которые можно толковать в смысле Клооса как пучки поверхностей скалывания, расположен-

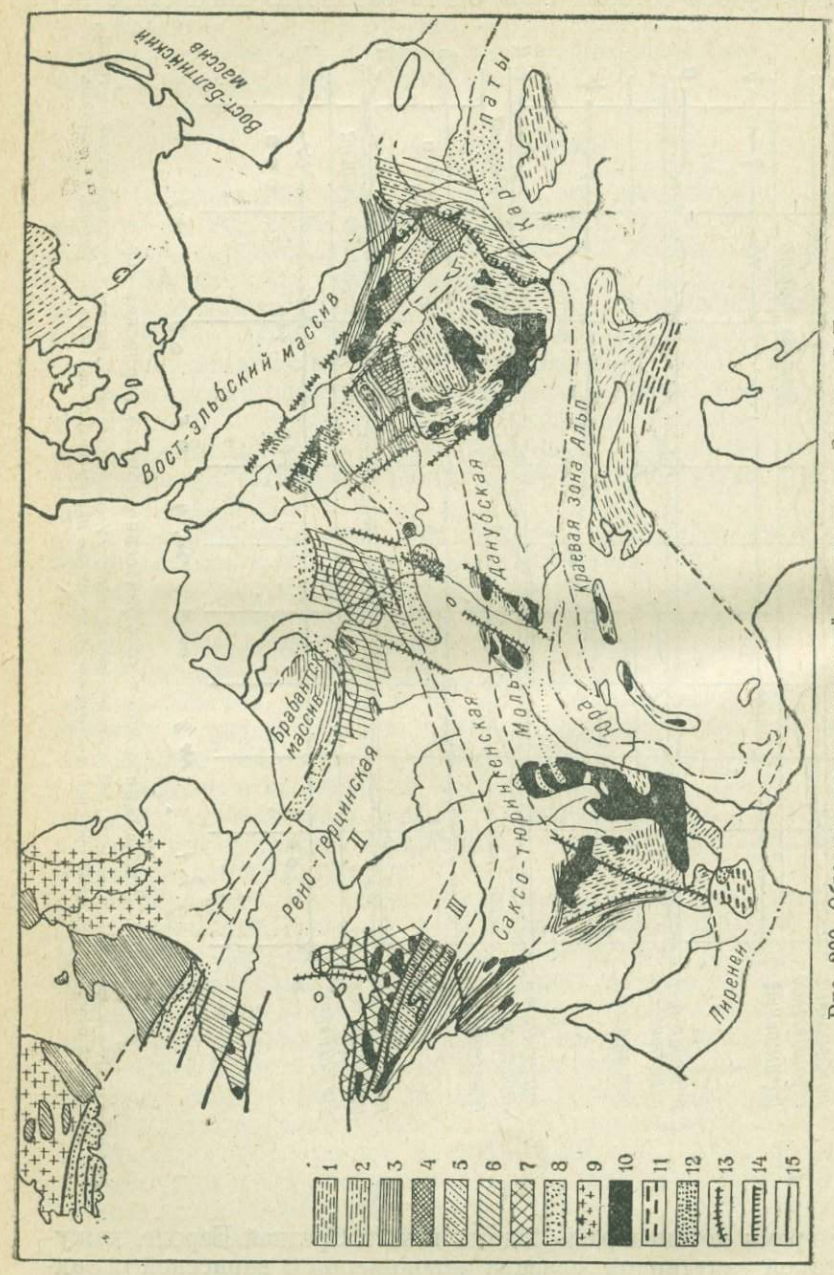


Рис. 200. Обзорная карта варисской структуры в Западной Европе.

1—молланубский древне-кристаллический массив; *2*—палеозойские осадки молланубского комплекса; *3*—сакso-тюрингенская зона и каледониды; *4*—метаморфизованная часть сакso-тюрингенской зоны; *5*—рено-герцинская зона; метаморфизованная внутренняя часть (бретонская); *6*—рено-герцинская зона, средняя часть (судетская); *7*—рано затвердевшие массивы в *II*; *8*—рено-герцинская зона; внешняя впадина; *9*—британский шельф с пеннинской антиклиналью; *10*—гранитный массив; *11*—южная осадочная зона (палеозоиды); *12*—внутренняя впадина; *13*—поперечные нарушения; *14*—надвиги; *15*—простирание складок.

ные по правым и левым диагоналям к направлению варисского движения. В таком случае рейнская и герцинская системы разло-

мов — древние и представляют собою зеркальное отражение друг друга.

Вместе с тем мы получаем таким образом ответ на детально рассмотренный нами ранее вопрос о связи герцинских трещин (т. е. трещин с СЗ простиранием) с «линиями Карпинского» в восточной Европе.[1] Я пытался доказать уже прежде, что эти линии в Шварцвальде закономерно связаны с варисской структурой и обнаруживаются впоследствии в качестве «пассивных поступных» линий. В отношении средне-германских дислокаций вопрос в то время оставался для меня открытым, т. е. я допускал возможность структуры, соответствующей условиям СССР и представляющей собою их продолжение (активные поступные линии). В настоящее время я настойчиво подчеркиваю, что в отношении структуры все герцинские и рейнские нарушения одинаковы. Это — внутренние явления средне-европейских гор, и они не имеют прямой связи с Восточной Европой. Только в послеварисском периоде развивается измененная структура, о чем речь будет впоследствии.

Такая точка зрения приводит нас к дальнейшему выводу, связанному с геологической номенклатурой. А именно приходится убедиться в том, что термин «варисский» в том смысле, как он применяется до сих пор, особенно же когда он противопоставляется термину «арморикански», не дает никакого точного понятия. Определения во времени здесь нет, так как оба они могут быть связаны как с астурийскими, так с судетскими, бретонскими и даже с каледонскими элементами. Направление движений также не дает однородного критерия; противопоставление СЗ арморикански движения СВ варисскому совершенно произвольно, так как в Арморике конвергируют СЗ (Корноул), ВЗ (Брест-Лаваль) и СВ (Леон) складки. «Арморикански» простирания следовательно не существует вовсе, так же как не существует и варисского простирания или варисской дуги. Установить границу тоже очень трудно; в рено-герцинской зоне ее можно локализовать разве что в брабантском выступе; в саксо-тюрингенской зоне она совершенно гипотетична; в молданубской зоне она представляет собою не изгиб складок, а поперечный сдвиг (угольный канал) и лежит значительно далее к западу.

Я не вижу поэтому никакой возможности придавать термину «варисский» какой-либо определенный специальный смысл и *предлагаю сохранить его для всей совокупности позднe-палеозойских, т. е. бретонско-заальских орогенезов Средней Европы, не считаясь с отдельными фазами и местным направлением.* Такого сводного понятия в немецкой терминологии нет, и оно заменяется обычно расплывчатыми определениями, вроде «карбоновый, позднe-палеозойский орогенез», от которых нельзя произвести никакого простого существительного для определения данного понятия, как «вариссиды» — от «варисский».

Понятие «вариссид» в таком толковании являлось бы полной аналогией «герцинидам» романской терминологии, но и в немецком

[1] «Die herzynischen Brüche im Schwarzwald», N. J. № 7. 1921.

языке, как уже было указано неоднократно, последний термин неудобен, так как он имеет много побочных значений. Общий термин для определения молодых палеозойских (девон — пермь) гор между тем совершенно необходим, и поскольку термин «вариссиды» в прежнем понимании не оправдывает себя, мне кажется наиболее целесообразным применять его именно в этом новом смысле.

2. СЕВЕРО-ГЕРМАНСКАЯ НИЗИНА В ПАЛЕОЗОЙСКОМ ПЕРИОДЕ И ЕЕ ГРАНИЦЫ

В самой Северо-германской низине палеозойская свита нигде не обнажается, и какие бы то ни было суждения об ее составе возможны только на основании экстраполяций. Но это возможно лишь в определенных пределах, так как на основании вышесказанного видно, что хорошо известно только западное (Англия) и южное (варисское) развитие. Восточные и северные условия были детально рассмотрены в томе I; и только одна область, примыкающая непосредственно к низине, — *Шонен* была затронута лишь вкратце при описании границы с Восточной Европой. Но самое расположение этой области и ее богатое ранне-палеозойское развитие, отличное от шведского, требуют более внимательного отношения, тем более, что в ней сосредоточены выходы кембросилурийских пород, окружающие Германско-датскую низину. Эти соображения должны служить оправданием тому, что мы включаем этот специальный отдел в главу, посвященную общим выводам.

а) Шонен и Борнгольм

На архейском сильно метаморфизованном основании, в котором в противоположность Богемии — Бретани отсутствуют всякие следы неметаморфизованных альгонкских осадков, здесь залегает прекрасно расчлененная кембросилурийская свита. Деление на зоны приведено ниже:

Кембрий. Общая мощность достигает 100 *м*, причем в самых нижних частях обнаруживается более грубокластическое развитие, тогда как вверху наблюдается преобладание квасцовых сланцев, продолжающееся вплоть до верхнего кембрия.

Последовательность зон следующая:

Верхний кембрий. Квасцовые сланцы.[1]

24 зона. Вверху *Parabolina heres, Boeckia illaenopsis, Acerocare granulatum,* внизу *Acerocare ecorne.*
23 » *Peltura scarabaeoides* и *Sphaerophtalmus alatus.*
22 » *Ctenopyge* sp.
21 » *Eurycare angustatum, Leptoplastus stenotus.*
20 » *Eurycare latum, Leptoplastus ovatus.*

[1] Свита близ Андрарума, в других местах (Фогельзанг) не так полна. По Мобергу, 1910.

19 зона. *Parabolina spinulosa, Orthis lenticularis.*

18 » *Olenus truncatus, O. gibbosus, Agnostus pisiformis* var. *obesus, A. reticulatus, Beyrichia Angelini.*

17 » *Agnostus pisiformis* typ.

Средний кембрий. Квасцовые сланцы с пропластками извести. [1]

Зона *Forchhammeri.* 16 зона. *Agnostus laevigatus, Liostracus cistatus.*

15 » Известняк Andrarum с богатой фауной: *Paradoxides Forchhammeri, Solenopleura, Arionellus, Agnostus* (очень богат видами), *Hyolithes, Orthis exporrecta, Obolella, Acrotreta, Kutorgina* и т. д.

14 » Известняк с многочисленными *Hyolithes.*

13 » *Agnostus Lundgreni.*

Зона *Tessini.* 12 зона. *Paradoxides Davidis* с редкими *Par. Tessini* и многочисленными агностидами.

11 » *Conocoryphe aequalis, C. breviceps, Liostracus Linnarssoni, Microdiscus eucentrus, Agnostus fallax* и т. д.

10 » *Agnostus rex* и фауна, аналогичная *Par. Tessini.*

9 » *Agnostus intermedius* и похожая фауна.

8 » *Microdiscus scanicus.*

7 » *Conocoryphe exulans, Liostracus aculeatus* и фауна *Tessini.*

6 » *Agnostus atavus, Obolella sagittalis.*

? Зона *Oelandicus.* 5 зона. Известняк с многочисленными мелкими остатками трилобитов и брахиопод.

4 » Черные сланцы с неопределенными брахиоподами.

Нижний кембрий. Песчаная свита. Близ Андрарума.

3 зона. Фосфоритовые песчаники с прослоями сланца. *Lingulella, Acrothele bellapunctata.*

2 » Граувакковые сланцы с *Holmia Kjerulfi, Ellipsocephalus Nordenskjöldi, Arionellus primaevus, Hyolithes, Lingulella.*

---

[1] Также близ Андрарума.

1 зона. Базальный песчаник; вверху с *Olenellus Torelli*, внизу немой песчаник Хардаберга, соответствующий более или менее норвежской зоне с *Discinella Holsti*.

Свита более полная, чем в Швеции, но и здесь также отсутствуют повидимому верхние отделы нижнего кембрия, так хорошо развитые в Англии и в Польше, между тем как верхний кембрий здесь снова богаче, чем на юге.

Ордовиций. Ордовицское развитие характеризуется отсутствием большей части среднего отдела (сланцы с *Didymograptus* и с *Dicellograptus*) на востоке Шонена. Внизу развитие известняково-сланцевое, вверху — чисто сланцевое, а еще выше — более грубокластическое. Мощность около 200 *м*.

Полное деление на зоны следующее:

V. Далманитовые сланцы (сланцы с *Leptaena* или *Harpes*).
- c) *Dalmanites mucronatus, Homalonotus platynotus.*
- b) *Dalm. mucronatus, Holopea Mobergi, Conotreta acuta.*
- a) *Dalm. eucentrus.*

Породы содержат кластический материал из разрушенной (более северной) суши. Это прибрежное образование с СЗ—ЮВ изопическими отложениями; содержит кроме того следующие руководящие виды: *Orthis honorata, Plectambonites comitans, Bellerophon consobrinus, Bucaniella atava, Primitia conica.*

IV. Слои с *Trinucleus*. Сланцы с прослоями известняка.
- b) *Staurocephalus clavifrons.*
- a) *Ampyx Portlocki, Trinucleus Bucklandi, Tr. cerioides, Remopleurides radians, Phillipsia parabola, Illaenus megalophtalmus, Agnostus trinodus, Diplograptus pristis, D. truncatus.*

III. Слои с *Chasmops* = средним сланцам с *Dicellograptus*. Черные пиритовые сланцы (квасцовые сланцы).
- b) *Pleurograptus dilatatus* и *Climacogr. rugosus, Cl. bicornis, Ampyx rostratus, Dicranograptus Clingani, Dicellograptus Forchhammeri, Morrisi, Diplograptus foliaceus.*

II. Слои с *Asaphus*.
5. Нижние сланцы с *Dicellograptus*. Квасцовые сланцы только на западе.
   - d) *Nemagraptus gracilis.*
   - c) *Diplograptus patillus.*
   - b) *Diplogr. Linnarssoni.*
   - a) *Glossograptus Hincksi.*
4. Верхние сланцы с *Didymograptus* отсутствуют на западе.
   - b) *Didymograptus genuinus.*
   - a) *Phyllograptus typus.*
3. Известняк или сланец с *Trinucleus coscinorhinus;* из граптолитов *Isograptus gibberulus.*
2. Ортоцерасовый известняк, бедный ископаемыми; из граптолитов *Phyllograptus angustifolius.*

1. Нижние сланцы с *Didymograptus;* содержат *Didym. geometricus, D. constrictus, D. balticus, Phyllograptus densus, Tetragraptus quadribranchiatus.*

II. Слои с *Ceratopyge.*

3. Известняк с *Ceratopyge* = зоне с *Apatocephalus.* Известняк с прослоями сланца. Из граптолитов, так же как и в 2, — *Tetragraptus phyllograptoides.*
2. Сланцы с *Ceratopyge, Shumardia* и *Ceratiocaris scanicus.*
1. Сланцы с *Dictyograptus.*
3. *Bryograptus Kjerulfi.*
2. *Clonograptus tenellus.*
1. *Dict. flabelliformis.*

Параллелизация со скандинавским развитием ясна уже из вышеприведенных примечаний; с Англией возможны следующие аналогии:

V	a—c	Верхний ашгиллий	Зона 15	Эллес-Вуде
IV	a—b	Нижний ашгиллий	„ 14	„
III	b	Верхний карадок	„ 13	„
III	a	Нижний карадок	„ 11—12	„
II	5	Ландейло	„ (7) 8—10	„
II	1—4	Аренниг-скиддав	„ 3—7 (?6)	„
I	1—3	Тремадок	„ 1—2	„

Готландий. В противоположность нижнему силуру верхний силур на востоке представлен полно, тогда как на западе нижний отдел его частично отсутствует. Развитие сланцевое, только самый верхний отдел песчаный.

Детальное расчленение дает:

IV. Горизонт Рамзоза 100 *м.*

4. Красный песчаник. Серцулиты, *Lingula cornea, L. minima, Rhynchonella nucula, Ctenodonta securiformis, Bellerophon expansum, B. granulum, B. trilobatum, Beyrichia obsoleta, B. Kochi* и т. д.
3. Сланцы с известняком. *Atrypa reticularis, Strophomena pulchra, Chonetes striatella, Pterinea retroflexa, Pholidops antiqua, Tentaculites tenuis, Coenites intertextus, Phacops Downingiae, Beyrichia scanensis, B. nodulosa, B. Buchiana* и т. д.
2. Светлые песчаники.
1. Сланцы с известняком. *Homalonotus Knighti* var. *platyrhinus, Calymene intermedia, Phacops Downingiae, Pterygotus, Chonetes striatella, Spirifer elevatus, Rhynchonella borealis, Sanguinolites anguliferus, Pholidops antiqua, Pterinea retroflexa, Tentaculites.*

III. Сланцы с *Colonus,* частью красноватые, песчанистые, 800 *м. Monograptus colonus, Gothograptus nassa, Cardiola interrupta.*

II. Сланцы с *Cyrtograptus.*

7. *Cyrtogr. Carruthersi* и *Monogr. testis.*
6. » *rigidus.*

5. *Monogr. riccartonensis.*
4. *Cytrogr. Murchisoni.*
3. » *Lapworthi.*
2. » *spiralis*, частично отсутствуют.
1. » *Grayae.*

I. Сланцы с *Rastrites.*

8. *Mon runcinatus, Mon. exiguus, Mon. turriculatus* (возможно, относятся еще к II).
7. *Mon. Sedgwicki, Mon. jaculum, Mon. tenuis.*
6. *Diplograptus cometa, D. tamariscus, Rastrites peregrinus, R. distans* и др.
5. *D. folium, D. palmeus, Mon. leptotheca, Mon. inopinus, Mon. denticulatus, Climacograptus.*
4. *Mon. triangulatus, Mon. gregarius, Mon. elongatus, Climacograptus.*
3. *Mon. cyphus, Mon. revolutus, Dimorphograptus, Climacograptus.*
2. *Orthograptus vesiculosus.*
1. *Cephalograptus acuminatus.*

I и II вместе имеют мощность 200—300 *м.*

Связи с Англией очень ясные; можно провести следующие аналогии:

IV 3—4	Группа Тимсайд . .	⩽	даунтон		
IV 1—2	Верхний лудлоу				
III	Нижний лудлоу . .	=	зонам 32—36	Эллес-Вуде	
II 4—7	Уэнлок	=	» 26—31	»	»
I 8—II 3	Тараннон	= ?	» 22—25	»	»
I 1—7	Ландоверн	= 8	» 16—21	»	»

Нужно отметить, что сланцы с *Rastrites* представлены исключительно тождественными видами, тогда как выше преобладают местами другие виды. Но в целом это развитие относится несомненно к западной фации и резко отличается от шведского, прибрежного или известнякового готландия.

Палеозойская серия Шонена заканчивается даунтоном. Слои прорезаны многочисленными преимущественно СЗ — ЮВ диабазовыми жилами, безусловно дотриасовыми (галька в кейпере). Они связаны вероятно с интенсивными СЗ—ЮВ разломами, часть которых правда моложе, но другая часть залегает под несогласным мезозойским покровом. Распределение фаций в нижнем силуре, наличие верхне-силурийского выполнения трещин в сланцах с *Rastrites* (*XII, 4*) и много других признаков свидетельствуют о значительной древности части этих разломов, которые могут относиться еще к каледонскому циклу. Здесь мы имеем типичную глыбовую тектонику; складчатости нет и следов.

На *Борнгольме*, развитие которого было дано вкратце уже в I томе (стр. 305), мы видим наоборот кембросилур, приближающийся скорее к скандинавскому типу; это ясно уже из мощностей, не превышающих здесь 200—250 *м*, тогда как в Шонене они доходят до 1 500 *м*. Правда на Борнгольме отсутствует верхняя часть готландия. Фациально это развитие мало отличается от развития

в Шонене, но такое детальное расчленение, как там, здесь вряд ли возможно.[1]

В основании лежит песчаник Нексё (60 *м*), соответствующий может быть частично песчанику Хардаберга, а частично эокембрию (? А Балтики). Верхние зеленые сланцы (60 *м*) с *Hyolithes* представляют собою эквиваленты нижнего кембрия. Средний и верхний кембрий образуют свиту, хотя и менее полную, но аналогичную шоненской, и представлены темными известняками и квасцовыми сланцами (25 *м*). Ордовиций начинается диктионемовыми сланцами (2,5 *м*), и его можно расчленить на ортоцерасовый известняк (5 *м*), глинистые сланцы ландейло (1,5 *м*), дицеллограптовые сланцы (9,5 *м*) и тринуклеусовые сланцы (3 *м*). Из готландских отложений известны только сланцы с *Rastrites* и с *Cyrtograptus* (около 60—80 *м*). Это следовательно переходная фация к балтийскому щиту.

Тектонически и здесь также, наряду с отсутствием складчатости, характерно расчленение на глыбы по СЗ — ЮВ разломам; эти нарушения могут также относиться еще к палеозою. Диабазы Борнгольма начинаются в ССВ поперечных трещинах в граните и не доходят до кембрия; они могут быть докембрийскими.

b) Палеозойское развитие Северо-германской глыбы

Описанием Шонена мы заканчиваем цикл доступного палеозоя северной Германии; попробуем же подвести итоги.

Альгонкий. О нем естественно можно сказать меньше всего. Очень важно однако, что немые темные квасцовые сланцы, аналогичные альгонкским лидитам Богемии, описаны недавно Пиккаром (*XII, 6*) из Либенверда (в Саксонии). Как показало бурение в Добрилугк, они залегают здесь повидимому под несогласным покровом (среднего) кембрия. Судя по этому, альгонкский покров молданубского комплекса распространяется безусловно еще далеко в глубь Северо-германской низины. В Шонене он отсутствует, потому что там кристаллический докембрий фундамента несомненно более древний. Таким образом следует допустить, что этот покров фундамента начинается где-то к югу от Шонена и представляет собою глубокое основание большей части северной Германии и Польши; на востоке же (Полесский вал) он снова отсутствует (возможно, вследствие древней эрозии).

Кембрий. Принято считать, что в это время северный бассейн был отделен от богемского островом или мелью. «Ютийский порог» находился в пределах северной Германии вероятно в области Эльбы. Но мне кажется, что значение его в кембрийском периоде переоценивалось (ср. т. I, стр. 11—12). Связь Польских средних гор и Лаузица со Скандинавией была тесной в нижнем кембрии (горизонт с *Mesonacis*), впоследствии же (горизонт с *Protolenus*) ясно выра-

[1] Ср. Grönwall K. u. Milthers V Beschreibung zur geol. Karte von Bornholm. Danmarks Geol. Undersogelse, I, 13, 1916. Madsen V. Uebersicht ueber den geologischen Bau von Dänemark. Там же, V, 4, 1928.

жена связь с Англией. Отсюда можно заключить, что под Северогерманской низиной залегают нижне-кембрийские слои, даже более полные, чем в Шонене; Богемия представляла собою в таком случае южный берег этого моря. Здесь вряд ли могло быть место для значительного по размерам поперечного порога (т. е. для порога с более или менее выраженным СЮ простиранием). Тут возможны скорее области поднятия с ВЗ простиранием.

Я вижу еще меньше оснований допускать существование ютийского порога в среднем кембрии; трансгрессия была здесь почти повсеместной и захватила также и область Эльбы, насколько можно судить по ископаемым кембрийских отложений, пройденных бурением в Добрилугк, [1] указывающим определенно на связь с Франкенвальдом. Разница в фауне между Богемией и Скандинавией, не вызывающая никаких сомнений, объясняется скорее разделявшим их глубоким морем, чем сушей.

В отношении верхнего кембрия важно, что он представлен в Арденнах, в Шонене и в Польше, причем в двух последних последовательность зон одинаковая; в Богемии он очень неполон, в Лаузице также (изверженная фация). Повидимому здесь имелась волна подъема, продвигавшаяся с юга на север, так что в северной Германии серия сильно сокращена; к северу она возможно становится более полной (северная Ютландия, Померания).

В *ордовиции* приходится признать значительное поднятие большей части северной Германии; связь между Скандинавией и Польшей здесь еще сохранилась; связь с Богемией ограничивалась собственно одним тремадоком. В западной Тюрингии и северной Саксонии была суша. В южном Бранденбурге силур над кембрием отсутствует; в Лаузице он представлен почти континентальными образованиями. Поэтому весьма вероятно существование довольно широкого порога, проходившего от Арденн в восточном направлении через южную часть низины до области Одера, а вместе с тем и сокращение или полное отсутствие большей части нижнего силура в фундаменте северной Германии. [2]

В *готландии* наблюдается расширение и углубление моря. Граптолитовая фация в значительной степени аналогична от Англии — Шонена вплоть до Польши, Франкенвальда и Богемии; известняковый шельф протягивается от Балтийского моря до Подолии, следуя к востоку от Польского среднегорья. Северо-германская суша поэтому по меньшей мере сокращена. Условия Гарца свидетельствуют однако о том, что к северо-востоку от него находилась суша. Таким образом возможно, что в области р. Эльбы существовал еще один устойчивый хребет. [3]

В *девоне* несомненно произошло поднятие; только в кобленцском ярусе образуется связь между Гарцем и Польшей (т. I, стр. 21,

[1] По Пикару, здесь были найдены: *Acrothele* cf. *lineata*, *Paradoxides* cf. *rugulosus*, *P.* cf. *spinosus*, *P. pusillus*, *Agraulos Frankenwaldensis*.

[2] На карте, рис. 2, см. стр. 15 т. I, белые части Средней Европы, обозначенные ?, должны быть еще расширены, но точных границ указать пока нельзя.

[3] В т. I, стр. 17, рис. 3 он не показан.

рис. 4). Она распространялась по всей вероятности лишь на более северные части низины, так как вплоть до северной Саксонии — Лаузица нижний девон безусловно отсутствует.

Для определения северной границы девона очень существенна описанная недавно Хааком (*XII, 2*) глыба Шобюлль в Шлезвиг-Голштинии. Она сложена песчаными слоями с *Osteolepis*, петрографически соответствующими приблизительно границе нижнего древнего красного песчаника с доломитовым горизонтом в Прибалтике. Таким образом Шонен представлял собою в это время еще область эрозии, в то время как в Шлезвиге начиналось уже образование девонского осадочного пояса, здесь еще определенно терригенного; но далее к югу в нем усиливается морской оттенок. Некоторая линия нижний Гарц — Польское среднегорье могла бы соответствовать южному берегу девонской впадины.

Что касается верхнего девона, то здесь можно только сказать, что он имеется по всей вероятности под значительной частью северной Германии, но на севере доходит не далее как до Балтийского моря, тогда как на юге распространение его очень значительно. Более точные данные пока вряд ли возможны. В нижнем карбоне также следует еще допустить связь Гарца с Польшей. Здесь нужно обратиться к карте, т. I, стр. 26, рис. 7, с оговоркой, что распространение девонских образований к северу и северо-востоку там скорее преувеличено, чем преуменьшено.

Что касается верхнего карбона (т. I, стр. 28, рис. 8), то здесь дело обстоит так же: существование северной краевой впадины (Saumtiefe), тянущейся вплоть до верхней Силезии, кажется мне в настоящее время недостаточно обоснованным (ср. стр. 684). Я склонен скорее допустить, что она затухает еще до восточной Пруссии, а может быть уже вблизи р. Эльбы, при довольно прямом ЗВ протирании, и что *верхне-силезская впадина является совершенно самостоятельным образованием.*

В упоминавшейся уже неоднократно очень важной буровой скважине Добрилугк в юго-восточном Марк-Бранденбурге кембрий перекрыт несогласно низами верхнего карбона, а может быть еще и кульмскими слоями с антрацитом и остатками растений.[1] Здесь под равниной лежит вероятно внутренняя впадина, относящаяся бесспорно к саксо-тюрингенской зоне. Сильное несогласие в основании может однако быть как каледонским, так и бретонским или судетским.

Что касается *структуры гор* этой области, то основные мнения по этому вопросу были уже рассмотрены частично выше. В общем можно установить связные варисские зоны до линии: хребет Флехтинг — Лаузиц (обрыв Оре-Кацбах, Штилле, *XII, 34*). Но можно ли продлить их далее к востоку просто в форме дуги, — это в настоящее время по меньшей мере спорный вопрос. Начиная уже обрывом Гарца, который мог бы продолжаться далее к югу в зоне долины Эльбы, мы имеем системы СЗ — ЮВ нарушений, которые

[1] *Lepidodendron acuminatum, Asterocalamites scorbiculatus, Sphenophyllum tenerrimum*, стебли *Sphenopteridium* или *Cardiopteris*.

можно собственно проследить до Шонена, и которые связаны во всяком случае с очень древними структурами. Расчленение на глыбы, так резко выраженное в западных Судетах, может таким образом продолжаться еще и к северу. За это говорят и магнитные и гравитационные условия северной Германии. На основании главным образом магнитометрических данных Рейх (*XII*, 7) считает возможным различить четыре массива с СЗ — ЮВ простиранием (Силт, Хусум, Киль, Пазевальк), в которых кристаллические породы залегают недалеко от поверхности. Наличие кристаллического порога в фундаменте северной Германии допускалось уже и прежде: Помпецким — на основании кристаллической гальки в люнебургских меловых отложениях и Борном — на основании гальки в вестфальском карбоне.[1] Мне кажется отсюда следует, что нарушения долина Эльбы — край Гарца и Оре — Кацбах (Магдебургский берег) имеют более глубокое палеогеографическое значение, коренящееся в древних структурах. Если нет оснований допустить наличие северо-германского порога в кембрии, то в силуре мы имеем признаки его существования. Исключительно глубокое обнажение альгонкия в Либенверде и удивительно слабое смятие кембросилура в Лаузице также свидетельствуют по-моему в пользу возможного «жесткого массива» («störendes Massiv») между Эльбой и Одером, продолжающегося может быть до самой Ютландии. Эту жесткую массу можно назвать порогом Помпецкого (Рейх, Хаак) или Восточно-эльбским массивом (рис. 200).

Вполне возможно поэтому, что порог Помпецкого на востоке варисских сооружений играет ту же роль, что Брабантский массив или Нормандия на западе. В таком случае край Гарца или Магдебургский берег и сигмоид Эйфеля явились бы тектонически зеркальным отражением друг друга; виргация Судет представила бы собою отклонение, вызванное этим препятствием, которое позволило бы объяснить одновременно их структуру — несовершенную эпейрогенически («epirogenetisch unterernährt») и искаженную орогенически («orogenetisch gequälten Bau»); глыбы восточных вариссид явились бы выражением «скольжения» варисских складок вдоль по Восточно-эльбскому массиву. Непременным следствием такой точки зрения явилось бы сокращение или даже выклинивание передовой впадины и рено-герцинской зоны к востоку.[2]

Мне казалось необходимым привести здесь этот чисто теоретический вывод, чтобы показать, что принятое обычно простирание варисской дуги в Северо-германской низине *отнюдь не достоверно* и может быть с успехом заменено иным толкованием. Отсюда следуют еще и дальнейшие выводы, не лишенные практического значения; при вышеизложенной точке зрения краевая впадина Вестфалии с ее угольными месторождениями может не иметь продолжения в Польше

[1] Относительно последнего может быть не вполне доказательного довода ср. стр. 292.

[2] Между Брабантским массивом и порогом Помпецкого лежит следовательно древняя низина, которую можно рассматривать как продолжение СЮ канала Осло-Мьёзен, проследить который в Средней Европе считает возможным и Штилле (*I*, *57*).

и может выклиниваться уже в Магдебургском береге. Тетяев (т. I, лит., II, стр. 244) утверждал в свое время, что она продолжается к северу от Польского среднегорья, но он не подтвердил этого никакими вескими доводами. По-моему наоборот тот факт, что варисские и каледонские несогласия и рено-герцинские и саксо-тюрингенские структуры как бы перекрываются в Польском среднегорьи, служит только лишним доказательством того, что зоны выклиниваются к востоку, и самое деление на зоны выражено здесь не так резко.

Итак к западу от Эльбы о палеозойском фундаменте можно судить на основании условий Брабантского массива и внешней впадины, между тем как к востоку от Эльбы собственно варисские образования ограничиваются узким южным краем; дальше к северу можно тогда представить себе нечто вроде краевой впадины древней Европы с выдающимся к югу выступом «красного континента».

3. РАЗВИТИЕ ВНУТРЕННИХ ВПАДИН И ВАРИССКАЯ ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНАЯ ФАЗА

Варисские внутренние впадины [1] прекрасно описаны в последнее время Борном и Штилле (*XII, 10, 34*), и каждая сводка должна базироваться на их данных.

Внутренние впадины представляют собою внутренние осадочные области варисских гор, и как таковые они естественно связаны со всеми фазами образования этих гор. Штилле подчеркивает с полным правом, что эта связь не непосредственно генетическая в том смысле, что впадины образованы орогенезом; влияние орогенических фаз выражается скорее в определении места, между тем как самое образование впадины определяется эрозией, ундацией или изостатическим выравниванием. Вынос эродированного материала, значение которого Дееке подчеркивал для Шварцвальда, а французские исследователи — для Центрального плато, имеет здесь конечно только второстепенное значение и лишь способствует усилению и расширению структур в местах ослабления при образовании мульд и т. п. Борн привел вполне убедительные доказательства того, что дальнейшее развитие впадины происходило под влиянием изостатического погружения, т. е. вследствие дальнейшего опускания бассейнов, явившегося компенсацией накопления осадков. Допуская правильность такого предположения, можно считать, что первоначальная глубина бассейнов составляла в общем только $^1/_5$ современной мощности осадочных образований. Отсюда следуют некоторые выводы касательно морфологии варисских гор, поскольку становится ясным, что первичные глубины бассейнов не превышали в общем 400—600 *м* и только в редких случаях приближались к глубине в 1 000 *м* (нижняя Силезия, Саар).

[1] Я избегаю выражения континентальные геосинклинали, так как по-моему геосинклиналь характеризуется иначе, а именно: значительной подвижностью с опусканием, *не компенсированным* осадками, и подводным циклом излияний подготовительной фазы. И то и другое не подходит для внутренней впадины.

Относительно времени образования бассейнов можно сказать следующее:

Послекаледонское время: не имеется никаких точных указаний; кластический (рейнский) девон должен однако во многих отношениях рассматриваться как последствие послекаледонской эрозии (ср. *XII, 35*).

Послебретонское время. Типичные внутренние впадины имеются в сущности только в южном Шварцвальде и отчасти в западных Судетах (континентальные нижне-кульмские образования), зато местами передовая впадина отчетливо проявляется в орогенном характере кульмских осадков (например Гарц).

Послесудетское время. Внутри-судетская мульда, бассейн Рудных гор, Ансени, Ст.-Лор.

Послерудногорское время. I. Нижние саарбрюкские слои: саарская впадина (может быть уже раньше), Лаах—Баден (Верграупттен), Шантоннэй. II. Верхние саарбрюкские слои: расширение внутри-судетской мульды, внутренняя Богемия, Траутенау, бассейн Рудных гор, заальская впадина, [1] расширение в Вогезах, Центральное плато — краевой бассейн (Гард, Ст.-Этьенн), Кэмпер, Ст.-Пьер-ла-Кур, мыс Сизён (последние два — нижне-стефанские).

Послеастурийское время. Верхне-стефанское время — время нижнего красного лежня: Босковицкий канал, впадина Будвейс, дёленский бассейн, штокгеймский бассейн, Тюрингия, Ильфельд, расширение саарского бассейна и лаах-баденской впадины, Шрамберг, бассейн типа Отён в Центральном плато, Кергонь, Литри, Корнуол.

Можно ли различать здесь два периода образования структур, еще вопрос, так как базисные слои не всегда поддаются однозначному определению.

Послезаальское время. Впадина Виттлих (Трир), верхний Гарц (Зеезен), покров спессартского порога и т. д. Здесь вряд ли можно различить отдельные местонахождения, так как осадки трансгредируют за пределы бассейнов («переливаются», Борн) и покрывают разделяющие их пороги.

Штилле (*XII, 34*) подчеркивает, что более слабые (германотипные) орогенезы мало изменяют дальнейшее развитие бассейнов, и что структура определилась главным образом условиями судетской фазы. В остальном, по его мнению, древние бассейны характеризуются *интенсивной* ундацией (узкие глубокие троги), а молодые — *экстенсивным* движением.

В отношении распределения внутренних впадин решающей является точка зрения Фреха, детально обоснованная впоследствии Борном, согласно которой они концентрируются преимущественно на границе кристаллических и некристаллических массивов. В настоящее время можно несколько развить эту точку зрения в том смысле, что самые крупные и важные впадины находятся в пределах саксо-тюрингенской зоны, для которой и является как раз характер-

[1] Буровая скважина в Добрилугк позволяет предположить заложение структуры в юго-восточных частях этой впадины еще в намюрское время.

ным неоднократное чередование кристаллических и некристаллических пород.

Попробуем систематизировать полученные нами данные:

Молданубская зона: впадина Будвейс, Шрамбергский трог, южные Вогезы, бассейн Центрального плато. Накопление осадков начинается не ранее, чем в верхне-вестфальское время, а по большей части еще гораздо позднее, оно распространяется от краев кристаллической глыбы к ее центру. Строго параллельного расположения бассейнов по отношению к границам зон не наблюдается; нередко они связаны с зонами поперечных нарушений: Шрамберг (?), угольный канал, Аржента. Но почти всегда можно установить ясную связь с зонами нарушения в основании (надвиговая зона в богемском молданубском комплексе, милониты Центрального плато).

Краевая зона молданубского комплекса: Босковицкий канал, Траутенау (?),[1] внутри-богемский бассейн, бассейн Нааб, впадина Ст.-Пильт — Берггаупten (оффенбургский трог), Валь д'Ажоль, может быть Отён. Этот «пояс» полностью совпадает на востоке с трогом, окружающим Винделицкий массив Штилле *(XII, 34);* на западе Штилле видит его продолжение в Шрамбергском троге, но я считаю, что положение впадины Ст.-Пильт—Берггаупten в пограничной зоне, особенно в Вогезах, настолько схоже с положением Босковицкого канала, что казалось бы более правильным принять этот последний за продолжение упомянутого трога. Эти впадины образовались в общем несколько ранее, чем пороги собственно молданубской глыбы (вестфальские). Но накопление осадков начинается в отдельных разрозненных бассейнах, которые удлиняются затем по простиранию, так что связный пояс образуется только в верхнестефанское время, или во время нижнего красного лежня. Ясно выражено также распространение осадков вкрест простирания, преимущественно на север, но местами также и на юг.

Внутренние впадины саксо-тюрингенской зоны. В распределении бассейнов большое значение принадлежит кристаллической северной зоне саксо-тюрингенской структуры: порог Хаардт—Спессарт—Рула—Кюффхёйзер, называемый коротко спессартским порогом *(XII, 14, 22).* К югу от нее бассейны расходятся пучками на северо-восток, а к северу они расширяются в юго-восточном направлении;[2] это соответствует сужению кристаллической части и распространению неметаморфизованной внутренней части к северо-востоку. К югу от Спессартского порога можно различить на северо-востоке заальский трог между Кюффхёйзером и Гранулитовыми горами и трог Рудных гор между Гранулитовыми и Рудными горами. Продолжение его за эльбское нарушение можно допустить только условно; если принять это предположение, то продолжение заальской впадины можно видеть в красном лежне Кацбаха, а продолжение бассейна Рудных гор — во внутри-судетской мульде. Условия залегания на осадочной зоне между кристаллическими порогами совершенно аналогичны. Но это не непрерывные каналы, и история

[1] Положение его еще не выяснено.

[2] Ср. прекрасную обзорную карту Штилле, *XII, 34.*

образования промежуточных звеньев, как например дёленский бассейн, являющийся связью между бассейном Рудных гор и внутренними Судетами (? или Траутенау), совершенно иная; западно-судетские бассейны связаны гораздо сильнее с зонами поперечных сдвитов, чем с древним простиранием.

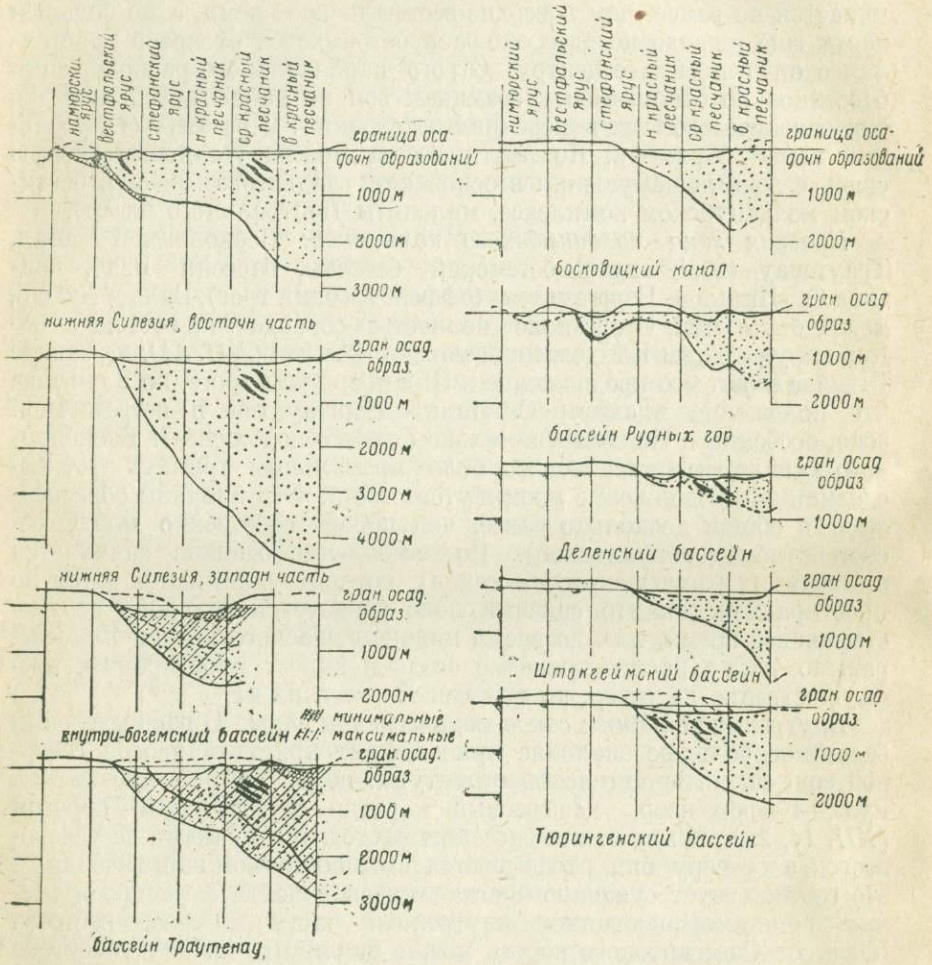


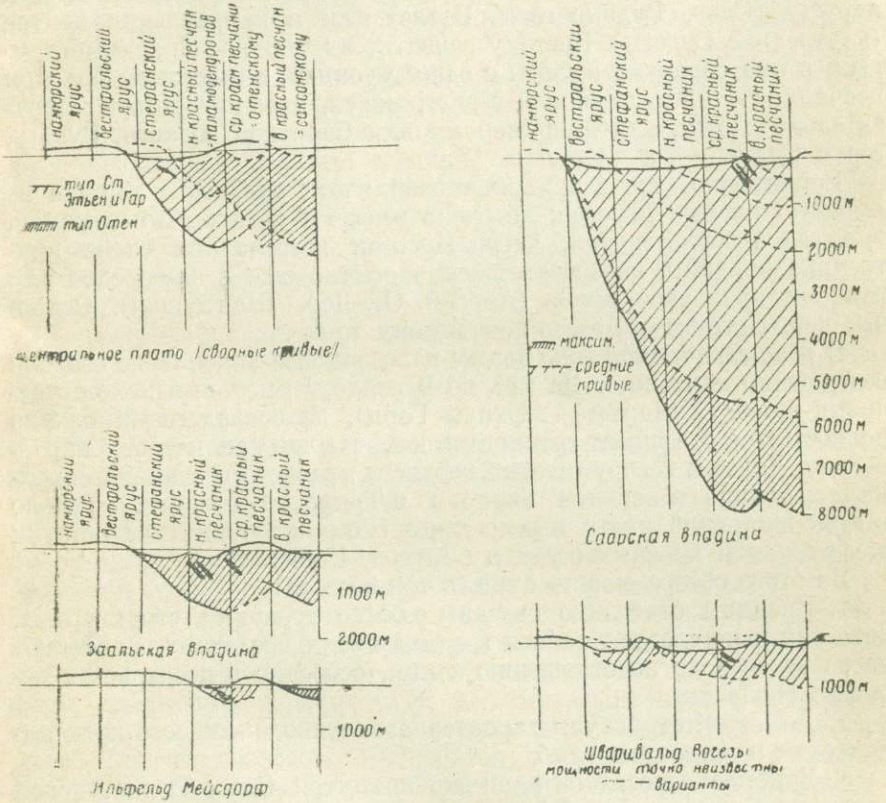
Рис. 201. Эпейрогенические кривые важней

На юго-западе пороги исчезают, и продолжение обеих серий трогов можно видеть в лаах-баденской впадине (трог Ооc), которая в свою очередь сливается впоследствии с трогом вокруг Винделиция.[1]

К северу от спессартского порога наоборот распространение идет к юго-западу, т. е. в саарском бассейне; здесь впадина совпа-

[1] Далее к юго-западу (Валь д'Аэоль) это происходит вероятно еще раньше.

дает в точности с границей рено-герцинской зоны; в красном лежне она выходит на север за пределы этой границы. За северо-восточное продолжение, согласно Штилле, можно принять узкую впадину Ильфельд—Мейсдорф в Гарце; но при этом следует подчеркнуть, что она образовалась значительно позднее, и накопление осадков в ней



ших внутренних впадин Средней Европы.

вряд ли было связано с Саарской областью, так как во время верхнего красного песчаника она снова находится за пределами области накопления осадков. Кроме того нужно указать, что она не связана уже с саксо-тюрингенской зоной, а расположена внутри южной рено-герцинской зоны (нижний Гарц), что соответствует распространению красного лежня к северу в области Саара.

Спессартский порог, как таковой, известен в качестве непрерывного хребта только до верхнего красного песчаника; затем он исче-

зает на юго-западе (Хаардт) и на северо-востоке (Тюрингия), и только в Оденвальд-Спессарте он слегка намечается. В этой последней стадии можно говорить о саар-заальской впадине (Лепсиус), которая охватывает значительную часть саксо-тюрингенской зоны.

Для всех этих впадин характерны следующие общие отличительные признаки: они образовались очень рано в виде узких трогов, но большей части уже в намюрское время (внутренние Судеты, Рудные горы, заальская впадина по данным бурения в Добрилугк и несколько позднее саарский трог). В процессе дальнейшего развития они удлиняются по простиранию (Саар-Веттерау), но это явление второстепенное, и оно отступает перед ясным перемещением осей наружу (Саар, Рудные горы, Заале) или в направлении центра (внутренние Судеты). Поэтому развитие их становится асимметричным, и они образуют мульды с односторонней, а в верхнем красном песчанике — с двусторонней трансгрессией, профили которых поразительно схожи, как например мульды Саарской области, Рудных гор и Судет.

Естественно, что в арморикапской части варисских гор мы не имеем отдельных порогов; но очень важно отметить, что в южной, т. е. саксо-тюрингенской, части Бретани встречаются снова внутренние впадины, образовавшиеся частично еще в намюрское или ранне-вестфальское время (Ансени, Ст.-Лор, Шантоннэй). Основные черты структуры здесь повидимому те же.

В *рено-герцинской зоне* поздне-палеозойское накопление осадков совершенно ничтожно. На юге, по Штилле, [1] имеется однако отчетливый порог (Хунсрюк — верхний Гарц), не совпадающий однако полностью с древними границами зон, так же как и трог Саар — Зельке. Далее к северу остатки верхнего красного песчаника сохранились только в верхнем Гарце и в Трирской области. [2] Только в арморикапской части в рено-герцинском поясе имеются остатки стефанских и красных осадков (Литтри, Корнуол).

Из этого обзора можно сделать три вывода:

1. Впадины отчетливо связаны с более древними структурами, хотя они и не следуют рабски границам этих последних, а залегают часто несогласно по отношению к ним, особенно в позднейших периодах эволюции.

2. Для этой структуры характерна противоположность кристаллических и осадочных глыб.

3. Накопление осадков начинается внутри Саксо-Тюрингенской глыбы и распространяется постепенно на юг и на север. [3]

Я согласен с Штилле, что наилучшим объяснением этой структуры является поздне-палеозойская ундуляция с дифференцированной препарировкой более древних основных крупных элементов.

---

[1] Связь подтверждается отсутствием красного лежня над палеозойской граувакной в области Фульда (Аллендорф).

[2] Относительно сомнительных красных песчаников в северном крае Рейнских гор ср. Штилле, *XII*, *35*, стр. 352.

[3] Бассейны Ст.-Этьенн и Гард представляют собою по виду особый случай; но следует помнить, что они примыкают к древней поперечной мульде Сона — Рона, которая во многих отношениях аналогична Судетам.

В остальном можно также согласиться с Штилле, что позднепалеозойские орогенезы (фаза Рудных гор, астурийская, заальская) имели второстепенное значение для эволюции впадин, так как в последующие периоды характер развития их не изменялся. Интенсивность этих орогенезов по большей части правда невелика и носила во всяком случае переменный характер.

В молданубской зоне фаза Рудных гор неизвестна, астурийскую фазу можно было бы предполагать в Шварцвальде и в Вогезах, в остальных районах она отсутствует. В Центральном плато указывают на движения в основании отёнского яруса, неизвестные в других местах.[1] Заальскую фазу можно установить везде, причем местами она достигает значительной интенсивности (Центральное плато).

В саксо-тюрингенских бассейнах имеются проявления фазы Рудных гор, но всегда довольно слабые.

Астурийскую фазу можно установить местами, но заальская фаза проявилась сильнее; в общем мы имеем здесь изгиб краев мульд и образование перистых трещин, которые усиливают этот изгиб или компенсируют его (внутри-судетская мульда). Только в Саарской области и в заальской впадине господствует слабая складчатость. Пфальцские движения появляются в Саарской области.

О рено-герцинской зоне собственно ничего нельзя сказать, так как впадины, образованные во время до отложения верхнего красного песчаника, тут отсутствуют; в Нормандии имеются указания на заальские движения.

Весьма значительным является вулканизм внутренних впадин, который вполне согласуется с принятым нами делением.

В молданубских впадинах имеются только кислые продукты извержений, частично даже ультракислого типа[2] *(XII, 10)*. Они относятся вероятно полностью к среднему красному песчанику и являются последней фазой карбоновой интрузии.

В саксо-тюрингенских впадинах наблюдается большое разнообразие и значительная изменчивость изверженных пород, относящихся в основном к ряду мелафир-авгитовый порфирит — порфир — кварцевый порфир *(XII, 20)*. По сравнению с молданубской зоной здесь наблюдается преобладание щелочно-известковых магм. Главные извержения относятся к среднему красному песчанику, но в Тюрингии и в заальском троге встречаются уже извержения в нижнем красном песчанике, а в Судетах и верхне-карбоновые. Изверженная свита начинается в области Саара кислыми типами, за ними следуют основные; в Тюрингии можно установить многократное чередование обоих типов. Далее к востоку последовательность повидимому обратная (Рудные горы, Кацбах), так как

[1] От положения отёнского яруса зависит, относить ли эту фазу к границе карбона и перми, или поставить ее между кузельскими и лебахскими слоями; для меня этот вопрос еще вполне ясен; возможно, что сюда же принадлежит и несогласие в Вогезах, которое принято считать астурийским (ср. стр. 387).

[2] За исключением некоторых порфиров Центрального плато. В общем здесь преобладают калиевые магмы.

там почти всегда порфир следует за мелафиром *(XII, 10)*. То же самое можно сказать и о внутренних Судетах с той оговоркой, что здесь до пермских мелафиров известны еще древние кварцевые порфиры.

О рено-герцинской зоне мы знаем тоже очень немного; интересно однако, что порфиры и порфириты Флехтингского хребта отличаются по химическому составу от нормального саксо-тюрингенского и примыкают скорее к южному типу, хотя они и ближе к щелочно-известковому ряду и более изменчивы по составу *(XII, 20)*. Стефанские излившиеся породы в Литгри включают и кислые и щелочные типы, так же как и красные песчаники Корнуола.

Развитие внутренних впадин позволяет выяснить до известной степени эволюцию варисских гор после образования главной складчатости. О высоте этих гор сейчас конечно ничего нельзя сказать: Рихтофен, на основании реконструкции бельгийских каменноугольных антиклиналей, вычислил их высоту в 6 000 *м* (!). Вальтер же считает, что здесь имелись горы средней вышины. Основания слишком шатки, чтобы стоило останавливаться на этом вопросе, но вполне возможно, что истинной явилась бы промежуточная точка зрения. Эрозия началась еще в период складкообразования; кроме передовой впадины уже рано образовались также и каналы, заполненные обломочным материалом в центральных частях (ундационные движения); они удлинились вскоре по простиранию и в связи с продолжающимся опусканием послужили местом скопления огромных количеств осадков. [1] Так образовалась постепенно большая центральная депрессия, представленная в верхнем красном песчанике однородной впадиной Саар—Заале, начиная от которой происходило постепенное трансгрессивное засыпание речных русел, поднимавшихся по границам структур и зонам ослабления по направлению к нагорьям. В век верхнего красного песчаника этот процесс был уже закончен; Штригель *(XII, 36)* изобразил это очень показательно и убедительно еще в 1914 г.: плосковолнистая поверхность эрозии, на которой просвечивает слабый частью еще явно структурный рельеф; в целом это безусловно не результат морской абразии, а результат длительной субаэральной денудации. Можно согласиться со Штригелем и Борном, что эта эрозионная поверхность и базис эрозии внутренних впадин лежали уже недалеко от уровня моря, поскольку эта область была в значительной степени затоплена цехштейновой трансгрессией, но вряд ли эта последняя явилась причиной выравнивания, вернее что последнее было уже налицо. В верхне-пермское время здесь вероятно нигде не было гор, а только равнина, несколько более высокая на западе (Арморика) и на юге (молданубский комплекс), чем на севере и на востоке. Очень характерно, что цехштейновая трансгрессия, наступавшая с востока, шла по поясу древних впадин саар-заальского трога и

[1] Здесь имеется ясная аналогия с продольной долиной Рейн — Рона в Альпах, которая также связана в значительной степени с границей пеннинской и гельветской зон.

едва ли переходила за него на юг; следовательно и здесь еще сказывается влияние древней саксо-тюрингенской структуры. Важно далее, что эта интрессия наступает там, где прекращается правильность варисских дуг, и зоны вливаются в Северо-германскую равнину; здесь связь с внешней впадиной могла образоваться уже благодаря карбоновой депрессии.

4. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В СРЕДНЕЙ ЕВРОПЕ

Давно известный факт связи месторождений полезных ископаемых с провинциями особого историко-геологического характера всецело подтверждается вышеприведенными описаниями отдельных районов. Мы не будем останавливаться на частностях; многое, особенно в отношении рудных месторождений, еще очень сомнительно, хотя новейшие работы Гольдшмидта и Ниггли и тенденция разрешения проблемы генезиса месторождений полезных ископаемых в качестве частного случая регионального изменения изверженной деятельности и дали за последнее время много нового именно в этой области.

Здесь мы сделаем только попытку установить связь месторождений полезных ископаемых с вышеприведенными зонами.

Каустобиолиты. Концентрация углей в передовой впадине вариссид уже достаточно выяснена в предыдущих описаниях. Но здесь можно дать цифровые показатели такого распределения и таким образом еще уточнить этот вопрос. По данным «Coal Resources of the World», на Среднюю Европу, включая британский шельф, приходится в общем 840 млрд. *т* угля. Этот запас распределен следующим образом (в %):

Передовая впадина вариссид и верхняя Силезия	87%
Английский шельф	11,2
Внутренние впадины: рено-герцинская	0,1
саксо-тюрингенская	1,4
молданубская	0,3

Вряд ли нужно комментировать эти цифры; действительно уголь является наиболее характерным подтверждением зонального распределения полезных ископаемых. [1]

Осадочные руды. Железные руды осадочного происхождения связаны с двумя формациями: ордовицием и средним девоном. Ордовицкие руды, которые относятся также к каледонской подготовительной фазе, не имеют выраженных зональных связей. Они правда сильно распространены в саксо-тюрингенской зоне (Тюрингия, может быть западные Судеты), но в Богемии они трансгредируют на молданубский комплекс, а в Бретани в рено-герцинскую внешнюю

[1] По вопросу о распространении угля в частях внешней впадины, недоступных с поверхности, я отсылаю к стр. 699; на основании приведенных там причин я допускаю, что к востоку эта впадина вряд ли переходит за Эльбу и не имеет связи с верхней Силезией.

зону. В противоположность более молодой группе связь их с подводным вулканизмом не слишком убедительна. Это по большей части мелководные образования ордовицкой прибрежной полосы и как таковые они зависят скорее от географического положения этой полосы, чем от границ позднейших зон.

Я не исключаю однако возможности того, что дальнейшее углубленное исследование позволит открыть и здесь некоторую закономерность.

Положение девонских осадочных руд совершенно иное. Они ясно связаны с диабазовым вулканизмом варисской подготовительной фазы и являются таким образом характерными для рено-герцинской зоны (Рейнские сланцевые горы, Гарц) и ее эквивалентов (восточные Судеты). Сюда же нужно присоединить некоторые повидимому осадочные (или частично осадочные) колчеданные месторождения (Мэгген, Раммельсберг). Здесь безусловно имеются параллели с некоторыми месторождениями каледонской геосинклинали (лексдальский тип в Норвегии). Эта группа никогда не встречается во внутренних варисских зонах.

Магматические месторождения (в широком смысле). Характерно, что жидко-магматические месторождения (Ниггли, *XII, 57)* исключительно редки во всех зонах. Но это нисколько не удивительно, если принять во внимание слабое распространение основных глубинных пород, с которыми они связаны. Чаще всего они встречаются в саксо-тюрингенской зоне (западные Судеты, Саксония), но и здесь они не имеют никакого практического значения. Интрузивные колчеданы имеются местами в молданубском комплексе (Шесси, Ст.-Бэль, Боденмайс), но они залегают всегда вблизи северного края этой зоны.

Пегматитовая, пневматолитическая и гидротермальная группы наоборот широко развиты и более или менее отчетливо связаны с поздне-карбоновыми интрузиями. И здесь снова, как в Англии, бросается в глаза бедность полезными ископаемыми древнего каледонского цикла. Но причиной этого является вероятно не первичное их отсутствие, а девонская эрозия, уничтожившая верхние горизонты.

В пределах варисской минерализации, гидротермальная фаза которой распространяется еще далеко в мезозой, имеются очень ясно выраженные провинциальные различия, известные уже давно. Вспомним, что в большинстве вышеприведенных описаний крупных геологических единиц говорилось определенно о «руководящих» рудах. Можно предположить уже a priori, что саксо-тюрингенская зона с ее большим разнообразием и богатством варисских изверженных пород подверглась наиболее интенсивной и разнообразной минерализации. В общем это именно так, причем нет даже надобности ссылаться на «парадигму» этой зоны — Рудные горы. Но здесь требуется все же некоторая осторожность, так как кроме региональных связей минерализаторов с определенными магматическими провинциями важны как качественно, так и количественно еще и время и прежде всего уровень обнажения; известно, что первичные разницы глубин играют роль уже в пределах глубин,

доступных для разработок, которые в свою очередь определяются сильной позднепалеозойской денудацией.

Мы подходим к данной проблеме только с этой стороны, так как вопрос о физико-химических и петрографических связях месторождений выходит полностью за пределы темы данного труда, и вообще этот вопрос во многих отношениях еще не достаточно ясен.

Носителями варисской минерализации можно в общем считать большие интрузивные массы, внедрение которых в молодую структуру относится ко времени бретонской и заальской фаз. Более древними являются только излившиеся породы в собственно геосинклинали, минерализующее действие которых ограничилось образованием вышеупомянутых железных руд и может быть зигерландских шпатовых железняков. И те и другие связаны с рено-герцинской зоной. Берг *(XII, 48)* дал недавно в очень интересной статье результаты исследования связи руд с карбоновыми интрузивными массивами и установил некоторые связи, которым до сих пор придавалось мало значения. Некоторые из полученных им данных отвечают полностью нашему делению на зоны.

На протяжении всей моей книги я неоднократно подчеркивал тот факт, что почти все крупные интрузивные массивы имеют определенное тектоническое положение, и из этого вывода мне кажется необходимым исходить. Подавляющее большинство этих массивов располагается на крупных несогласиях, либо, как в молданубском комплексе (Шварцвальд, Центральное плато и т. д.), между огнейсованным фундаментом и его покровом, обладающим здесь по большей части незначительной мощностью, либо, как например в Бретани, на границе докембрия и древнего палеозоя. Понятно, что эту предпосылку нельзя применять слишком схематически; некоторые интрузивные массы поднялись выше, другие залегают на поверхностях тектонических границ, на поперечных нарушениях и т. д. Но общий вывод от этого не изменяется. И если придерживаться этой точки зрения, то допустимы следующие прогнозы:

Молданубская зона обнажена сильнее всего; здесь выходят на поверхность глубокие части гранитного массива и его фундамент. На этом основании можно ожидать, что флоидальные остаточные растворы здесь давно эродированы, если вообще имело место их обогащение, так как уровень интрузии сравнительно очень неглубокий.

Саксо-тюрингенская зона залегает в значительной степени непосредственно на уровне карбоновых интрузий, кровля которых во многих случаях еще сохранилась. На этом основании можно ожидать, что отдельные штокверки будут здесь еще доступны (Рудные горы, западные Судеты), располагаясь либо рядом, либо «телескопически» (Берг), между тем как в других местах уровень эрозии лежит глубже, и главная зона минерализации там уже исчезла (Оденвальд).

Рено-герцинская зона наконец лежит довольно высоко над уровнем варисских интрузий. Поэтому пневматолитические месторождения должны встречаться здесь реже, а гидротермальные — только в определенных областях. Это совершенно правильно для

Гарца, для восточных Судет и для Рейнских гор. Но там, где, как в Арморике, уровень интрузии лежит над бриовером и выходит снова на поверхность, наряду с гранитами появляются разнообразные руды пневматолитической и гидротермальной фаз.

Нужно только вернуться к данным специальных отделов, чтобы признать всю важность этих стереометрических соображений. Даже при одинаковом исходном материале и при одинаковом ряде дифференциации как в пространственном, так и во временном отношении минерализация будет изменяться:

1. По зонам, в связи с разными глубинами базисного несогласия (главная поверхность скола и план интрузий) в различных зонах.

2. По оси, в связи с неоднократно указанной волнистостью осей крупных складок в пределах зоны.

3. По диагонали вследствие усиленного притока магмы на крупных поперечных сдвигах, чему Рудные горы и Судеты являются ярким примером.

К этим до известной степени случайным факторам, основанным на комбинации первичных разниц в глубинах и уровня эрозии, добавляется изменчивость исходного материала магмы и изменения мощности первичной кровли. Неудивительно поэтому, что в пределах одной зоны можно встретить значительные изменения условий, между тем как с другой стороны в разных зонах может получиться довольно схожая картина.

Для детального анализа с учетом всех перечисленных мнений в настоящее время нет еще нужной основы. Остановимся поэтому только вкратце на эмпирическом проявлении некоторых указанных связей.

Молданубский комплекс определенно беден полезными ископаемыми (глубокий уровень эрозии и первично-малая мощность кровли). Интересны отдельные проявления сурьмяных и золото-сурьмяных руд во внутренней Богемии и в Центральном плато. Оловорудный парагенез отсутствует полностью, несмотря на довольно отчетливую местами пневматолитическую фазу, которая привела например в области верхнего Рейна только к образованию жил с железным блеском. Известное обогащение (медь, благородная кварцевая формация) встречается местами вблизи больших поперечных нарушений (Шварцвальд, Вогезы), но оно является постороженным и постинтрузивным. Очень характерно, что в противоположность гнейсовой области кровля гранитного массива там, где она сохранилась, минерализована значительно сильнее (баррандов комплекс).

Саксо-тюрингенская зона богаче рудами, но колебания по простиранию очень значительны. Минерализация сильнее всего в Рудных горах, где последовательность выделения металлов почти классическая. В отношении геологических условий я считаю нужным указать на сильное поднятие осей (стр. 607—609) и на многочисленные глубокие поперечные нарушения. В западных Судетах чаще встречаются медные и мышьяковые руды; группа оловянного камня отсутствует; в связи с весьма разнородным характером этой области здесь могли сказываться самые различные геологические факторы.

В общем граниты бедны минерализаторами; зато ясно выражена связь с поперечными разломами (край Судетов, внутри-судетский главный сброс). Оденвальд и Пфальц определенно бедны полезными ископаемыми; это не удивительно, так как здесь вскрыта глубокая зона переплавления и метаморфизации. В северном крае Центрального плато и в южной Бретани обнаруживаются снова комбинации Рудных гор, хотя и в значительно меньшем объеме.

В рено-герцинской зоне встречаются преимущественно руды древней вулканической стадии. Только в Гарце появляются рудные жилы гранитной свиты, причем характерна снова связь их с поперечными нарушениями. Берг прав, считая, что здесь на глубине должны скрываться собственно пневматолитические руды (группа оловянного камня). Это еще более вероятно в отношении Рейнских гор в связи со значительно большей мощностью осадков этой области. Только в Бретани и Корнуоле основное несогласие поднимается снова вместе с гранитами, и здесь обнаруживаются значительные количества перимагматических веществ. Следовательно отсутствие группы оловянного камня в рено-герцинском поясе не является первичным; эта группа должна быть скрыта на глубине.

Эти зональные разницы, имеющие большой теоретический интерес, исчезают в молодых фазах минерализации. Группа серебро-свинцово-цинковых руд распространена повсеместно. Но, как было указано неоднократно, ее можно относить к вариссному циклу только условно, поскольку длительность существования ее превышает этот цикл на целые геологические периоды. Она свойственна поэтому всей области Средней Европы и Англии, консолидированной в конце палеозойского периода, и является характерной скорее для неоднородного шельфа, чем для орогена в стадии образования. Древние глубокие поперечные сдвиги, которые также обусловливают неоднородность шельфа, имеют повидимому значение и для распределения этой группы руд.

ЛИТЕРАТУРА

Основание и обрамление Северной Германии

1. Hennig, A. Geolog. Führer durch Schonen. Berlin, 1900.
2. Haack, W. Die Gesteinsscholle von Schobüll bei Husum — ein Devonvorkommen in Schleswig-Holstein. Z. D. G. G. Abh. 67, 1926.
3. Klähn, H. Die erdgeschichtlichen Bewegungen während des Paläozoikums in Dänemark und im südl. Schweden. Z. D. G. G. Mon. 79, 1927.
4. Isberg, O. En sprickgylland av Rastritesskiffer. Geol. fören. förhandl. 40, 1919.
5. Moberg, J. Chr. Guide for the principal silurian districts of Scania. Geol. fören. förhandl. 32, 1910.
6. Picard, E. Das Algonkium von Rotstein bei Liebenwerda im Vergleich mit demjenigen des Sarkatales bei Prag und über Kambrium bei Dobrilugk. Z. D. G. G. Mon. 80, 1928.
7. Reich, H. Die magnetischen Anomalien Norddeutschlands und ihre wahrscheinlichen geolog. Ursachen. Z. D. G. G. Mon. 79, 1927.

8. Tullberg, S. Skånes graptoliter. Sver. geol. unders. 50, 1882.
9. Troedsson, G. Skånes dalmanitesskiffer. Geol. fören. förhandl. 42, 1920.

Общие работы

10. Born, A. Über jungpaläozoische kontinentale Geosynklinalen Mitteleuropas. Abh. Senk. nat. Ges., Frankfurt a. M. 37, 1921.
11. — Ein Beitrag zur Gebirgsbildung des varistischen Bogens. Geol. R. 12, 1922.
12. — Beziehungen zwischen Schwerezustand und geologischer Struktur Deutschlands. Leipzig, 1925.
13. Brandes, Th. Die niederländisch-hercynische Vergitterung oder Querfaltung und der jungpaläozoische Vulkanismus in Mitteldeutschland. Leipzig, 1913.
14. — Die varistischen Züge im geol. Bau Mitteldeutschlands. N. J. Beil-Bd. XLIII, 1919.
15. Cloos, H. Bau und Bewegung der Gebirge in Nordamerika, Skandinavien und Mitteleuropa. Fortschr. Geol. u. Pal. VII, 1928.
16. Delépine, G. Les faunes du dinantien de l'Europe occidentale. Congr. strat. carb. Heerlen, 1928.
17. Frech, F. Lethaea paläozoica. Stuttgart, 1897—1902.
18. Gothan, W. Die limnischen Becken Deutschlands. Congr. strat. carb. Heerlen, 1928.
19. — Gemeinsame Züge und Verschiedenheiten in den Profilen des Karbons der paralischen und limnischen Kohlenbecken Mitteleuropas. Z. D. G. G. Abh. 77, 3, 1925.
20. Hellmers. Über den Einfluß der rotliegenden Gebirgsbewegungen auf die rotliegenden Eruptivgesteine Deutschlands. Z. D. G. G. Mon. 87, 5/7, 1925.
21. Kossmat, F. Die Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. Ab. sächs. geol. L. 1, 1927.
22. Kühne, F. Die paläogeographische Entwicklung der Saar — Saale-Senke. J. pr. geol. L. 43, 1922.
23. Lepsius, R. Geologie von Deutschland I—III Bd. Leipzig, 1887—1913.
24. Mordziol, C. Geologie Deutschlands mit Lehrkarte 1 : 900 000. Braunschweig, 1919.
25. Potonié, H. Floristische Gliederung des deutschen Karbons und Perms. Abh. pr. geol. L. 1896.
26. Reinisch, R. Entstehung und Bau der deutschen Mittelgebirge. Leipzig, 1910.
27. Schindewolf, O. Versuch einer Paläogeographie des europäischen Oberdevonmeeres. Z. D. G. G. 73, 1921.
28. — Zur Kenntnis der Devon-Karbongrenze in Deutschland. Там же, Abh. 78, 1926.
29. — Ein Wort zur Faziesverteilung im Oberdevonmeere. Там же, Mon. 78, 3/5, 1926.
30. — Krustenbewegungen im Unterkarbon Nordwesteuropas. Там же, Mon. 79, 8/10, 1927.

31. Seydlitz, W. v. Der Aufbau der Deutschen Mittelgebirge. Sitzb. mediz. nat. Ges., Jena, 58, 1922.
32. Stille, H. Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin, 1924.
33. — Zur Einführung in die Phasen der paläozoischen Gebirgsbildung. Z. D. G. G. Abh. 80, 1, 1928.
34. — Die oberkarbonisch-altdyadischen Sedimentationsräume Mitteleuropas in ihrer Abhängigkeit von der variscischen Tektonik. Congr. strat. carb. Heerlen, 1928.
35. — Die subvariscische Vortiefe. Z. D. G. G. 1929.
36. Strigel, A. Geol. Untersuchungen der permischen Abtragungsfläche im Odenwald und in den übrigen deutschen Mittelgebirgen. Verh. nat. med. V. Heidelberg, XII, 1912; XIII, 1913.
37. Suess, E. Das Antlitz der Erde. Wien, 1885—1909.
38. Suess, F. E. Über die Bedeutung der sog. Tiefenstufen im Grundgebirge der variscischen Horste. Tscherm. min. u. petr. Mitt. 38, 1925.
39. — Der innere Bau des variscischen Gebirges. Mitt. geol. Ges. Wien, 1921.
40. — Begriff und Bedeutung der Intrusionstektonik. Geol. R. 18, 1927.
41. — Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Gebirge. Berlin, 1926.

Изучение месторождений

42. Bärtling, R. Die Schwerspatlagerstätten Deutschlands. Stuttgart, 1911.
43. Beck, R. Die Lehre von den Erzlagerstätten. Berlin, 1909.
44. Beyschlag-Krusch-Vogt. Die Lagerstätten der nutzbaren Mineralien und Gesteine. Bd. I, 1914, Bd. II, 1921.
45. Beyschlag, F. und Krusch, P. Deutschlands künftige Versorgung mit Eisen- und Manganerzen. Berlin, 1917.
46. Bruhns, W. Die nutzbaren Mineralien und Gebirgsarten im Deutschen Reiche. Berlin, 1906.
47. Bubnoff, S. Deutschlands Steinkohlenfelder. Stuttgart, 1926.
48. Berg, G. Zonal distribution of ore deposits in central Europe. Econ. Geol. 22, 1927.
49. Coal resources of the world. Congr. intern. Geol. Toronto, 1913.
50. Einecke, G. und Köhler, W. Die Eisenerzvorräte des Deutschen Reiches. Arch. f. Lag. 1, 1910.
51. Iron ore resources of the world. Congr. intern. Geol. Stockholm, 1910.
52. Krusch, P. Eine neue Systematik primärer Teufenunterschiede. Z. f. pr. Geol. 1911.
53. Krahmann, M. Praktische Formationskunde. Z. f. pr. Geol. 1915.
54. Krusch, P. Die Lebensdauer unserer Erzlagerstätten und die Versorgung Deutschlands mit Eisen- und Manganerzen nach dem Kriege. Z. f. pr. Geol. 1918.
55. Kukuk, P. Unsere Kohlen. Leipzig, 1913.
56. De Launay, L. Traité des gîtes minéraux et metallifères. Paris — Liège, 1913.

57. Niggli, P. Versuch einer natürlichen Klassifikation der im weiteren Sinne magmatischen Erzlagerstätten. Abh. z. pr. Geol. u. Bergwirtschaftslehre, 1925.
58. Petrascheck, W. Kohlengeologie der österreichischen Teilstaaten. Bd. I, Wien, 1925; Bd. II, Kattowitz, 1929.
59. Phillips, I. A. und Louis Henry. A. treatise of ore deposits. London, 1896.
60. Reinisch, R. Gesteins- und Mineralschätze d. Deutschen Bodens. Leipzig, 1913.
61. Weltlagerstättenkarte mit bergwirtschaftl. Tabellen. Pr. geol. L. 1927.
62. Vogt, I. H. L. Beitrag zur genetischen Klassifikation der durch magm. Differentiationsprozesse u. durch Pneumatolyse entstandenen Erzvorkommen. Z. f. pr. Geol. 1894/95.
63. — Problems of the Geology of ore deposits. Transact. American. Inst. Min. Engen. 1902.

СОКРАЩЕНИЯ В СПИСКАХ ЛИТЕРАТУРЫ

Abh. bayr. Ak. W.	Abhandlungen der bayrischen Akademie der Wissenschaften, mathem.-naturw. Klasse, München.
Abh. pr. geol. L.	Abhandlungen der Preußischen geologischen Landesanstalt, Berlin.
Abh. sächs. geol. L.	Abhandlungen des sächsischen geologischen Landesamtes, Leipzig.
Abh. Senck. nat. Ges.	Abhandlungen der Senckenbergischen naturforschenden Gesellschaft, Frankfurt a. M.
Ann. soc. géol. Belg.	Annales de la société géologique de Belgique, Brüssel.
Ann. soc. géol. Nord.	Annales de la société géologique du Nord, Lille.
Arch. f. Lag.	Archiv für Lagerstättenforschung, Berlin.
Beitr. z. Geol. Thür.	Beiträge zur Geologie Thüringens, Jena.
Beitr. Geol. Öst.-Ung. u. Or.	Beiträge zur Geologie und Paläontologie Österreich-Ungarns und des Orients, Wien.
Ber. niederrh. geol. V.	Berichte des niederrheinischen geologischen Vereins.
Bull. geol. inst. Upsala.	Bulletin of the geological institution of the university of Upsala.
Bull. intern. Bohême	Bulletin international de l'académie des sciences de Bohême, Prag.
Bull. serv. c. géol. Fr.	Bulletin du service de la carte géologique de France, Paris.
Bull. soc. belg. géol.	Bulletin de la société belge de géologie, Brüssel.
Bull. soc. géol. Fr.	Bulletin de la société géologique de France, Paris.
Casop. mus. kral. česk.	Casopis musea kralevstwa českého, Prag.
C. R. Ac. Sc. Paris.	Compte rendu de l'Académie des Sciences, Paris.
C. R. congr. intern. géol.	Compte rendu des congrès internationaux de géologie.
C. R. serv. géol. Pol.	Compte rendu des séances du service géologique de Pologne, Varsovie.
Congr. strat. carb. Heerlen.	Comptes rendus du congrès intern. de stratigraphie carbonifère à Heerlen, 1927, Lüttich, 1928.

C. f. Min.	Centralblatt für Mineralogie, Geologie usw., Stuttgart.
Denkschr. Ak. W. Wien.	Denkschriften der Akademie der Wissenschaften, mathem.-naturw. Klasse, Wien.
Fortschr. Geol. u. Pal.	Fortschritte der Geologie und Paläontologie, herausgegeben von W. Soergel, Berlin.
Geogn. Jahrh.	Geognostische Jahreshefte, München.
Geol. Fören. Förh.	Geologiska Föreningen Förhandlingar, Stockholm.
Geol. Mag.	Geological Magazine, London.
Geol. R.	Geologische Rundschau, Berlin.
Guide Congr. intern. géol.	Guide pour les excursions des congrès géologiques internationaux.
Handb. reg. Geol.	Handbuch der regionalen Geologie, Heidelberg.
J. geol. R. (B.). Wien.	Jahrbuch der geologischen Reichsanstalt (Bundesanstalt), Wien.
J. Hall. Verb.	Jahrbuch des Hallischen Verbandes für die Erforschung der mitteldeutschen Bodenschätze, Halle.
J. pr. geol. L.	Jahrbuch der preußischen geologischen Landesanstalt, Berlin.
Jahresb. oberrh. geol. V.	Jahresberichte und Mitteilungen des oberrheinischen geologischen Vereins, Stuttgart.
Kn. st. geol. ust.	Knihovna státního geologického ústavu Československé republiky, Prag.
Mém. Ac. Sc. Belg.	Mémoires de l'Académie des Sciences de Belgique, Brüssel.
Mém. Ac. Sc. Paris.	Mémoires de l'Académie des Sciences de France, Paris.
Mem. geol. surv. Gr. Br.	Memoirs of the geological survey of Great Britain, London.
Mem. geol. surv. Scot.	Memoirs of the geological survey of Scotland, Edinburgh.
Mém. serv. géol. Als.-Lorr.	Mémoires du service de la carte géologique de l'Alsace-Lorraine, Straßbourg.
Mém. soc. Linn. Norm.	Mémoires de la société Linnéenne de Normandie, Rennes.
Mitt. bad. geol. L.	Mitteilungen der badischen geologischen Landesanstalt.
Mitt. geol. L. Els.-Lothr.	Mitteilungen der geologischen Landesanstalt von Elsaß-Lothringen, Straßburg.
N. J.	Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie usw., Stuttgart.
Norg. geol. unders.	Norges geologiske undersökelse.
Norsk. geol. tidskr.	Norsk geologisk tidskrift, Oslo.
Not. Ver. f. Erdk. Darmstadt.	Notizblatt des Vereins für Erdkunde, Darmstadt.

Öst. Z. f. B. u. H.	Österreichische Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen.
Paläontogr.	Paläontographica.
Proc. geol. assoc.	Proceedings of the geologists association, London.
Proc. R. Ir. Ac.	Proceedings of the R. Irish Academy of Science, Dublin.
Quart. Journ.	Quarterly Journal of the geological society, London.
Rozpr. akad. Prag.	Rozpravy ceske akademie, Prag.
Sb. st. geol. ust.	Sbornik stàtního geologického ústavu Československe republiky, Prag.
Sitz. Ber. Ak. W. Wien.	Sitzungsberichte der österreichischen Akademie der Wissenschaften, Wien.
Sitz. Ber. böhm. Ges. W.	Sitzungsberichte der böhmischen Gesellschaft der Wissenschaften, II Klasse.
Spec. rep. min. res.	Special reports on the mineral resources of Great Britain, London.
Spraw. inst. geol. Pol.	Sprawozdania polskiego Instytutu Geologicznego (Bulletins), Warschau.
Verh. nat. med. V. Heidelberg.	Verhandlungen des naturwissenschaftlich-mathematischen Vereins, Heidelberg.
Vestn. st. geol. ust.	Vestnik státního geologického ústavu Československé republiky, Prag.
Vidensk. Skr.	Videnskabs-Selskabets Skrifter, mathem.-naturw. Klasse, Oslo.
Z. B. H. u. S. W. i. Pr.	Zeitschrift für das Berg-, Hütten- und Salinenwesen im Preußischen Staate, Berlin.
Z. D. G. G. Mon. Abh.	Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Monatsberichte und Abhandlungen.
Z. f. Kr.	Zeitschrift für Kristallographie.
Z. f. pr. Geol.	Zeitschrift für praktische Geologie, Halle.

СПИСОК ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАЗВАНИЙ В ПАРАЛЛЕЛЬНОЙ РУССКОЙ И ИНОСТРАННОЙ ТРАНСКРИПЦИИ

Аамдаль — Aamdal
Аар — Aar
Аахен — Aachen
Аббейтоун — Abbeytown
Абердиншир — Aberdeenshire
Абберлей — Abberley
Аберфойл — Aberfoyle
Авейрон — Aveyron
Авока — Avoca
Австрия — Oesterreich
Адамштадт — Adamstadt
Адорф — Adorf
Аён — Ahun
Айген — Aigen
Айслей — Islay
Айместри — Aymestry
Айршир — Ayrshire
Аккер-Брухберг — Acker-Bruchberg
Алансон — Alençon
Аллье — Allier
Алнё — Alnö
Альб — Alb
Альберлей (ские) холмы — Alberley Hills
Альберсвейлер — Albersweiler
Альби — Albi
Альбэ — Albé
Альвенслебен — Alvensleben
Альпы — Alpen
Альсдорф — Ahlsdorf
Альспах — Alspach
Альтвассер — Altwasser
Альтенберг — Altenberg
Альтенбюр — Altenbür
Альтфатер — Altvater
Альтштадт — Altstadt
Алэ — Alais
Амберг — Amberg
Америка — Amerika
Англия — England
Андё — Andö
Андербах — Anderbach
Андрарум — Andrarum
Андреасберг — Andreasberg
Анжер — Angers
Анжу — Anjou
Анзен — Anzin
Аннаберг — Annaberg
Ансени — Ancenis
Антрим — Antrim
Аргиллшир — Argyllshire
Арденны — Ardennen
Ардуазьер — Ardoisière
Ардэш — Ardèche
Арендаль — Arendal
Аржанта — Argentat
Аригна — Arigna
Арморика — Armorika
Арнсберг — Arnsberg
Арольсбург — Arolsburg
Арран — Arran
Артуа — Artois
Арзберг — Arzberg
Аским — Askim
Ассинт — Assynt
Атлантический океан — Atlantischer Ozean
Аттендорн — Attendorn
Аттендорф — Attendorf
Аупа — Aupa
Аханаррас — Achanarras

Бавария — Bayern
Баварский лес — Bayrischer Wald
Баварский Пфальц — Bayrischer Pfal
Баден — Baden
Баден-Баден — Baden-Baden
Баденвейлер — Badenweiler
Балинка — Balinka
Баллаган — Ballagan
Баллантрэ — Ballantrae
Баллачулиш — Ballachulish
Балликэстл — Ballicastle
Балтийское море — Ostsee
Балтика — Baltikum
Бальв — Balve
Банффшир — Banffshire
Бейстаден — Beistaden
Бёйтен — Beuthen
Бёльштейн — Böllstein
Бельгия — Belgien
Бельфор — Belfort
Бельхен — Belchen
Бёммелё — Bömmelö
Бен-Краахан — Ben-Craachan
Бен-Лауерс — Ben-Lawers
Бен-Луй — Ben Lui
Бен-Лэди — Ben-Ledi
Беннинш — Bennisch
Бен-Невис — Ben-Nevis
Бераун — Beraun (Beroun)
Берга — Berga
Берггисгюбель — Berggieshübel
Берггауптен — Berghaupten
Берген — Bergen
Бергишен — Bergischen
Бергрейхенштейн — Bergreichenstein
Бергштадт — Bergstadt
Бергштрессний Оденвальд — Bergsträsser Odenwald
Бернардов — Bernardov
Бернек — Berneck
Берунн — Berwyn
Бессэж — Bességes
Бжежаны — Březany
Бжезова гора (Březová гора) — Březova Hora
Бибербах — Biberach
Бибрих — Biebrich
Бизенские горы — Bielengebirge
Биловец — Bilovec
Бильштейн — Bilstein

Биркенберг (Березовая гора) — Birkenberg (Brezova Hora)
Биркенталь — Birkental
Биркхилл — Birkhill
Биртультау — Birtultau
Биттеш — Bittesch
Бланзи — Blanzy
Блауэн — Blauen
Блинтендорф-Blintendorf
Блэкбрук — Blackbrook
Блэр-Атолл—Blair-Atholl
Бобер-Кацбахские горы — Bober-Katzbachgebirge
Бовей-Трэси — Bovey Tracey
Богемия — Böhmen
Богемский брод — Böhmisch-Brod
Богемский лес — Böhmerwald
Богемский Пфаль — Böhmischer Pfal
Боген — Bogen
Богуслан — Bohuslan
Богутин — Bohutin
Боденвер — Bodenwöhr
Боденмайс — Bodenmais
Бодмин — Bodmin
Божолэ — Beaujolais
Боморё — Bosmoreux
Бопарк — Beaupark
Борберг — Borberg
Борнгольм — Bornholm
Борштейн — Borstein
Босковицы — Boskowitze
Боссекоп — Bossekop
Ботвуд — Botwood
Ботнический залив — Bottnischer Meerbusen
Боулэнд — Bowland
Брабант — Brabant
Брандау — Brandau
Бранденбург — Brandenburg
Бранденбургская Марка — Mark Brandenburg
Брандэйс-на-Эльбе — Brandeis a/d Elbe
Браник — Branik
Брассаль — Brassal
Браунау — Braunau
Браунсдорф — Braunsdorf
Браунлаге — Braunlage
Брдекие Гребены — Brdske Hrebeny
Брды — Brdy
Брёйш — Breusch
Брендонские холмы — Brendon-Hills
Бренэй — Bresnay
Бреславль — Breslau
Брессуар — Bressoir
Брест — Brest
Бретань — Bretagne
Брив — Brive
Бриёк — Brieuc
Бриксхэм — Brixham
Брилон — Brilon
Бристоль — Bristol
Бристольская бухта — Bristolbay
Брно — Brünn
Брокен — Brocken
Броттероде — Brotterode
Бруйль — Brouille
Брэнд — Brand
Брюнн (Брно) — Brünn
Брюэй — Bruay
Буа-Бернар — Bois-Bernard
Буг фон Мессерн — Bug von Messern
Будвейс — Budweis
Буднаны — Budnany
Буковка — Bukovka
Булонь — Boulogne
Бурбах — Burbach
Бурбоннэ — Burbonnais
Бурганёф — Bourganeuf
Бургштадт — Burgstadt
Бури де Конт — Boury des Comptes
Буртшейд — Burtscheid
Бутовицы — Butovice
Бухау — Buchau
Бушин — Buschin
Бьёркасен — Björkasen
Бьяркё — Bjarkö
Бэйн-Дэрг — Beinn-Dearg
Бэйн-Лаогхал — Beinne-Laoghal
Бэла — Bala
Бэллингэм — Bellingham
Бэллэппел — Bellappel
Бэр — Bert
Бэрнау — Bärnau
Бюдесгейм — Büdesheim
Бюль — Bühl
Бюнден — Bünden

Вагштадт — Wagstadt
Валенсьен— Valencienne
Валь д'Ажоль—Val d'Ajol
Вальденбург — Waldenburg
Вальдрес — Valdres
Вальтроп — Waltrop
Вандея — Vendée
Вандриш — Wandriš
Варта, р. — Wartha
Вартские горы — Warthaer Gebirge
Варттурмберг — Wartturmberg
Вашберг — Waschberg
Веезенштейн — Weesenstein
Вейден — Weiden
Вейлер — Weiler
Вейсгрюн — Weissgrün
Вейсиг — Weissig
Вейтисберга — Weitissberga
Великобритания — Grossbritannien
Велэ — Velay
Вена — Wien
Венгрия — Ungarn
Венн — Venn
Вепьон — Wépion
Вера р. — Wehra
Вермедаль — Vermedal
Вермсдорф — Wermsdorf
Вернерсдорф — Wernersdorf
Вернигероде — Wernigerode
Верра — Werra
Вёрт — Wörth
Вестераален — Westeraalen
Вестланд — Vestland
Вестфалия — Westfalen
Веттин — Wettin
Веттмарсен — Wettmarsen
Ветшина — Vietržina
Вешниц — Weschnitz
Виварре — Vivarrais
Вида — Wieda
Видергрюн — Wiedergrün
Викуань — Vicoigne
Вильденфельс — Wildenfels
Вильденштейн — Wildenstein
Вилльмансдорф — Willmansdorf
Вилльнёв — Villeneuve
Вилльранж — Villerange
Вилльфранш — Villefranche
Вильц — Wiltz
Вилэн — Vilaine
Вими — Vimy
Винцер — Winzer
Винэнн — Winenne
Випперфюрт — Wippersfürth
Вирэ — Vireux
Висби — Visby
Висингсё — Wisingsö
Виссенбах — Wissenbach
Виттингау — Wittingau

Виттихен — Wittichen
Виттлих — Wittlich
Влотава — Vlotava
Вогезы — Vogesen
Вознин — Woznik
Волын — Volyn
Волынь — Wolhynien
Вольфах — Wolfach
Вольфсдорф — Wolfsdorf
Ворринген — Worringen
Восточные Судеты — Ostsudeten
Вотиче — Votiče
Вуант — Vouvantes
Вулхоп — Woolhope
Вунзидель — Wunsiedel
Вурм — Wurm
Высока — Vysoka
Вэдр — Vesdre
Вэр — Wehr
Вюрбенталь — Würbental
Вюртемберг — Württemberg

Гаар — Gahard
Гаардт — Haardt
Габельшвердт — Habelschwerdt
Гаггенау — Gaggenau
Гайн — Hayn
Гайнихен — Hainichen
Гаккельсдорф — Hackelsdorf
Галифакс — Halifax
Галиция — Galizien
Галле — Halle
Гамлан — Gamlan
Гаммерштадт — Hammerstadt
Ганьэр — Gagnières
Гард — Gard
Гарц — Harz
Гарцбург — Harzburg
Гарцгероде — Harzgerode
Гассельфельде — Hasselfelde
Гаттендорф — Gattendorf
Гауценберг — Hauzenberg
Гебриды, о-ва — Hebriden
Геерлен — Heerlen
Гейдельберг — Heidelberg
Гейэр — Geyer
Гексенштейн — Hexenstein
Гельдерн — Geldern
Гельзенкирхен — Gelsenkirchen
Геммерсдорф — Hemmersdorf
Гензельберг — Henselberg
Геннеберг — Henneberg
Гённеберг — Höhneberg
Геппенгейм — Heppenheim
Герен — Gehren
Гёрлиц — Görlitz
Германия — Deutschland
Гернроде — Gernrode
Гернсей, о. — Geurnsey
Герсбах — Hersbach
Геротицы — Herotice
Гёрсли — Gursli
Герцкэмпская мульда — Herzkämper Mulde
Герцогский лес — Herzogswald
Гессен — Hessen
Гефелль — Gefell
Гёхеншванд — Höchenschwand
Гёэнгеройдсек — Höhengeroldseck
Гжеговицы — Grzegovice
Гинтерольсбах — Hinterolsbach
Гирван — Girvan
Гиршберг — Hirschberg
Гиссен — Giessen
Гифтберг — Giftberg
Гладбах — Gladbach
Глазго — Glasgow
Глаес-Уотермайн — Glass Watermine
Гласхютте — Glashütte
Глатц — Glatz
Глатцские горы — Glatzgebirge
Глейвиц — Gleiwitz
Глен — Glen
Глендалёф — Glendalouph
Глен-Тилт — Glen-Tilt
Глен-Эсокоссан — Glen-Esochossan
Глинско — Hlinsko
Глостершир — Gloucestershire
Глубош — Hluboš
Глубочец — Hlubočep
Гмюнд — Gmünd
Гобитшау — Gobitschau
Голландия — Holland
Голленау — Hollenau
Голлоуэй — Galloway
Голоног — Golonog
Голубков — Holoubkow
Голуэй — Galway
Голштиния — Holstein
Гольденштейн — Goldenstein
Гольдкронах — Goldcronach
Гольдлаут — Goldlaut
Гольцаппель — Holzappel
Гоммерн — Gommern
Горбах — Horbach
Гослар — Goslar
Гостин — Hostin
Готланд, о. — Gotland
Гоуэр — Gower
Гоф — Hof
Гохвальд — Hochwald
Гохфельд — Hochfeld
Гохшаар — Hochschaar
Гоэ-ахт-Эйфель — Hoheacht-Eifel
Гоэнштейн — Hohenstein
Гран-Комб — Grand'Combe
Гранльё — Grandlieu
Гранулитовые горы — Granulitgebirge
Граслиц — Graslitz
Граупен — Graupen
Графенау — Grafenau
Грац — Graz
Грейц — Greitz
Грёсли — Grösli
Грилленберг — Grillenberg
Гримма — Grimma
Гросс-Зигхартс — Gross-Siegharts
Гросс-Мезеритш — Gross-Meseritsch
Гросс Вандрис (Большой Вандриш) — Gross wandriss (Vandriš)
Грунд — Grund
Грушава — Hruschau
Грэйнсгилл — Grainsgill
Грэмпаунд — Grampound
Грэмпиан — Grampian
Грэссак — Graissczac
Грэт-Глен — Great-Glen
Грэт-скар — Great-Scar
Гуккельгейм — Huckelheim
Гульбрандсдаль — Gulbrandsdal
Гумполец — Humpoletz
Гунсрюк — Husrück
Гусдорф — Hussdorf
Гутвассер — Gutwasser
Гфёль — Gföhl
Гэрэ — Gueret

Давле — Davle
Давэ — Davet
Дайабэйг — Diabaig
Дайзёрс — Dyserth
Далейе — Daleje
Дармштадт — Darmstadt

Дартмур — Dartmoor
Даунтонский замок — Downton Castle
Дворец — Dvorec
Дебник — Debnik
Дёбра — Döbra
Девон — Devon
Девоншир — Devonshire
Деказвилль — Decazville
Дёлен — Döhlen
Дёмбартон — Dumbarton
Дёмфрис — Dumfries
Дёмфришир — Dumfriesshire
Денбиг — Denbigh
Денбигшир — Denbigshire
Денэн — Denain
Дерби — Derby
Дербишир — Derbyshire
Дёрнесс — Durness
Дёрхэм — Durham
Десиз — Decize
Джерсей, о. — Jersey
Джон-о'Грот — John o'Groat
Ди, р. — Dee
Дивишау — Divischau
Дилль — Dill
Динан — Dinant
Дингль-бэй — Dingle-Bay
Динский лес — Dean Forest
Диппольдисвальде — Dippoldiswalde
Добрилугк — Dobrilugk
Добриш — Dobriš
Добротива — Dobrotiva
Долгелли — Dolgelly
Долкот — Dolcoath
Домброва — Dombrova
Донегал — Donegal
Донецкий бассейн — Donetzbecken
Доннерсберг — Donnersberg
Дортмунд — Dortmund
Драбов — Drabov
Драганы — Drahany
Драйтон — Dryton
Дрэммен — Drammen
Дрёбак — Dröbak
Дрезден — Dresden
Дрей Эрен — Drei Ähren
Дрокур — Drocourt
Дуайе — Doyet
Дублин — Dublin
Дубрава — Dubrava
Дувр — Dover, Dovre
Дуисбург — Duisburg
Дунай, р. — Donau
Дундерландсдален — Dunderlandsdalen
Дурбах — Durbach
Дуэ — Douai
Дыминск — Dyminsk
Дьеж — Dièges

Европа — Europa
Елове — Jelove, Jilove
Емтланд — Jämtland
Енкава — Jenkau
Ернедаль — Jörnedal
Ешкен — Jeschken

Железные горы — Eisengebirge
Житеч — Žiteč

Заале, р. — Saale
Заальгаузен—Saalhausen
Загораны — Zahorany
Загужье — Zagurze
Задисдорф — Sadisdorf
Зайда — Sayda
Залезицы — Zalezice
Заленцы — Zalenze
Зальденбург — Saldenburg
Зальцбрунн — Salzbrunn
Западные Судеты — Westsudeten
Зауэрланд — Sauerland
Збжа — Zrbża
Звратка — Swratka
Здицы — Zdice (Zditz)
Здуховиц — Zduchovic
Зеезен — Seesen
Зейбер — Seyber
Зейтендорф — Seitendorf
Зелковицы — Zelkovice
Зелькe, р. — Selke
Зенневиц — Sennewitz
Зигерланд — Siegerland
Зильберберг (Серебряная гора) — Silberberg
Злихов — Zlichov
Зормицаль — Sormitzal
Зузенбург — Susenburg
Зуль — Suhl
Зундгау — Sundgau
Зутан — Sutan
Зюльцгайн — Sülzhayn

Иберг — Iberg
Ивуар — Ivoir
Иглава — Iglau
Игорнэй — Igornay
Иерлон — Iserlohn
Иерские горы — Isergebirge
Илове (Эйле, Елове) — Eule (Jilove, Jelove)
Илтэй — Iltay
Ильзенштейн —Ilsenstein
Ильменау — Ilmenau
Ильфельд — Ilfeld
Имсбах — Imsbach
Инвернесс — Inverness
Ингглтон — Ingleton
Инде — Inde
Инце — Jince
Иоахимсталь — Joachimstal
Иоганггеоргенштадт — Johanngeorgenstadt
Йорк — York
Йоркшир — Yorkshire
Иотун — Jotun
Ирландия — Irland
Испания — Spanien
Исполиновы горы — Riesengebirge
Йерж — Hierges

Кабриэр — Cabrières
Кадзельно — Kadzielno
Казанна — Casanna
Казейовиц — Kasejovitz
Кайзерберг — Kaiserberg
Кайзерштуль — Kaiserstuhl
Калеберг (Лысые горы) — Kahleberg
Кальфьорд — Kalfjord
Камборн — Camborne
Кампин — Campine
Кампси-фоллс (водопад) — Campsie Falls
Камсдорф — Kamsdorf
Кандерн — Kandern
Канин, п-в — Kanin
Каннонби — Cannonbie
Канталь — Cantal
Каплицы — Kaplice
Карвин — Karwin
Кардиган — Cardigan
Кардингтон — Cardington
Каринтия — Kärnten
Карлсбад — Karlsbad
Кармилли — Carmyllie
Кармо — Carmaux
Карнарвон — Karnarvon
Карнийские Альпы — Karnische Alpen
Карн-Менелис — Carn-Menelis
Карн-Чуйнэг — Carn-Chuineag
Карпаты — Karpathen
Катаринаберг — Katharinaberg
Кацбах — Katzbach
Кван — Kvan
Квербах — Querbach
Кветница — Kwetnitza
Квэнсберри — Quensberry
Кебнекайсе — Kebnekaise

Келлервальд — Kellerwald
Келльвассер — Kellwasser
Кельцы — Kjelce
Кент — Kent
Кеперник — Kepernik
Кёппери — Köppern
Керарвэйль — Kerarvail
Керармор — Kerarmor
Кергонь — Kergogne
Киккельган — Kickelhahn
Килкенни — Kilkenny
Килторкан — Kiltorcan
Киль — Keele
Киль — Kiel
Киндерскаут — Kinderscout
Кинкардиншир — Kincardineshire
Кинохльюис — Kinochlewis
Кинросс — Kinross
Кинтайр — Kintyre
Киркби — Kirkby
Кирккудбрайтшир — Kirkcudbrightshire
Кирхберг — Kirchberg
Кирхгеймболанден — Kirchheimbolanden
Кладно — Kladno
Кладрау — Kladrau
Кланшвиц — Clanschwitz
Клаттау — Klattau
Клаусталь — Clausthal
Клерво — Clervaux
Кли, холм — Clee Hill
Клингенталь — Klingental
Клир, мыс — Cap Clear
Клостергграб — Klostergrab
Клэкманнан — Clackmannan
Кнабен — Knaben
Кознинец — Kozinec
Козьи горы — Kozi Hory
Колайлэнд — Coalisland
Колбрукдэл — Coalbrookdale
Колетт — Colette
Колин — Kolin
Кольшейд — Kohlscheid
Кольяновиц — Kohljanovitz
Комаров — Komarov
Комблэн-о-Пон — Comblain-au-Pont
Коммантри — Commentry
Комотау — Komotau
Конгсберг — Kongsberg
Кондроз — Condroz
Коникстон — Coniston
Коплоу — Coplow
Корбьер — Corbières
Корнуол — Cornwall, Cornouaille
Коррэз — Corrèze
Косов — Kosov
Косож — Kosor
Косс — Causses
Котантэн — Cotentin
Козврон — Coévrons
Крагерё — Kragerö
Крайхгау — Kraichgau
Краков — Krakau
Кралёвиц — Kralowitz
Краменцель — Kramenzel
Крёз — Creuse
Крёзо — Creuzot, Creusot
Крейка — Kreika
Кремс — Krems
Криммитшау — Crimmitschau, Krimmitschau
Кроок — Crook
Крумава — Krumau
Крумменлорф — Krummendorf
Крушна-гора (Красная гора, Червонная гора) — Krušnahora
Крэвен — Kraven
Кувиньен — Couvinien
Кудова — Kudova
Кум — Cwm
Кумберлэнд — Cumberland
Кумхала — Coomhala
Кузель — Kusel
Кунов — Kounov
Купферберг (Медная гора) — Kupferberg
Куттенберг — Kuttenberg
Кшивоклат — Křivoklat
Кынские горы — Kynische Gebirge
Кэйрнгорм — Kairnhorm
Кэйрнконнан — Cairnconnan
Кэйснесс — Caithness
Кэмпер — Quimper
Кэмперлё — Quimperlé
Кэрфэ — Caerfai
Кюффхёйзер — Küffhäuser

Лаах — Laach
Лаваль — Laval
Лагов — Lagow
Лазицк — Lazisk, Lasizk
Ламмерсдорф — Lammersdorf
Лан — Lahn
Ланаркшир — Lanarkshire
Ланбери — Llanbery
Лангё — Langö
Лангенаубах — Langenaubach
Лангенштригис — Langenstriegis
Ландесхут — Landeshut
Ландсберг — Landsberg
Ланжак — Langeac
Ланкастер — Lancaster
Ланкашир — Lancashire
Ла-Прюнь — La Prugne
Лар — Lahr
Ларвик — Larvik
Лардаль — Lardal
Лаубан — Lauban
Лаузиц — Lausitz
Лаутенталь — Lautenthal
Лаутербах — Lauterbach
Лаутерберг — Lauterberg
Лаутербург — Lauterburg
Лауфенбург — Laufenburg
Ла-Ферроньер — La Ferronière
Ла-Феррьер — La Ferrière
Лашанко — Laschanko
Лебах — Lebach
Лебединый пруд — Swanpool
Лёбеюн — Löbejun
Лёйбета — Leubetha
Лейминц — Leimitz
Лейнстер — Leinster
Лейнстерская горная цепь — Leinster-Kette
Лейпциг — Leipzig
Лейстершир — Leicestershire
Лейтрим — Leitrim
Лексдаль — Leksdal
Ленинград (Петербург) — Petersburg
Ленне — Lenne
Ленс — Lens
Ленцкирх — Lenzkirch
Леон — Léon
Лесистый район — Waldviertel
Лескау — Leskau
Лесниц — Lössnitz
Леттен — Letten
Леффе — Leffe
Лещины — Leszczyny
Леэстен — Lehesten
Либенверда — Liebenwerda
Либиче — Libiče
Либчиц — Libčic
Либьяц — Libiaz
Лидс — Leeds
Лидхилл — Leadhill
Лизард — Lizard

Ликульи — Licoulne
Лиманъ — Limagne
Лимбург — Limburg
Лимож—Limoges
Лимузэн — Limousin
Лин — Lihn
Лингорка — Linhorka
Линде — Linde
Линденская Марка—Lindener Mark
Линлисгоу — Linlithgow
Линц — Linz
Линьи — Ligny
Лион — Lyon
Липпертсгрюн-Lippertsgrün
Литен — Liten
Литтремон — Littremont
Литтри — Littry
Ло — Lot
Лобозиц — Lobositz
Лодэр — Lodère
Лозина — Losina
Лозэр — Lozère
Лонгмайнд — Longmynd
Лондон — London
Лондондерри — Londonderry
Лорн — Lorne
Лотарингия —Lothringen
Лоф-Аллен—Lough-Allen
Лоф-Нэф — Lough Neagh
Лофотенские о-ва — Lofoten
Лохков — Lochkov
Лох-Ломонд — Loch-Lomond
Лох-Мэри — Loch-Maree
Лохнагар — Lochnagar
Лох-Оуэ — Loche-Awe
Лох-Сёнарт — Loch-Sunart
Лох-Тай — Loch Tay
Лох-Файн — Loch-Fyne
Луара — Loire
Лугау — Lugau
Луиза-Майн (рудник) — Luisa-Mine
Лункефьорд—Lunkefjord
Лыса Гора — Lyssa Gora
Льевэн — Lievin
Льюис — Lewis
Лэз — Laize
Лэйрг — Lairg
Лэкси — Laxey
Лэни — Leni
Лэндс-Энд — Lands-End
Лэрдаль — Lärdal
Любаны — Lubany
Любин — Lubine
Людвигшоргаст — Ludwigschorgast
Люденшейд — Lüdenscheid
Людиц — Luditz
Люлецы — Lulece
Люнгрот — Lyngrot
Люнебург — Lüneburg
Люсфьорд — Lysfjord

Магдебург — Magdeburg
Мадмодерен — Madmoderen
Майенн (Майеннский лес) — Mayenne, Forest de Mayenne
Майн — Main
Майнгау — Maingau
Майо — Mayo
Маконнэ — Mâconnais
Малабо — Malabau
Малверн — Malvern
Малиновицы — Malinovice
Мальбоз — Malbose
Манебах — Manebach
Манетин — Manetin
Мансфельд — Mansfeld
Манчестер — Manchester
Марбург — Marburg
Мариенберг—Marienberg
Марк Бранденбург—см. Бранденбургская Марка
Маркерсбах — Markersbach
Маркирх — Markirch
Маркгрюн — Marxgrün
Марктхорраст — Markthorgast
Мартинье-Фершо — Martynié-Ferchaud
Мархъ, р. — March
Массьяк — Massiac
Медвежья долина — Bärental
Меджигож — Miedžygorž
Медзяна Гора (Медная гора) Medziana Gura
Медзянка — Medzianka
Меедель — Meedel
Мезерич — Mezeritsch
Меймак — Meymac
Мейнкьяр — Meinkjär
Мейнсдорф — Meinsdorf
Мелёвэр — Melövär
Мельк — Melk
Мельничный район — Mühlenviertel
Мельтёйер — Mehlteuer
Мендип — Mendip
Мендипские холмы — Mendip Hills
Менэз-Белэр— Ménez-Bélair
Мёришау — Mörischau
Мерклин — Merklin
Мерэй-Фёрс (залив)—Muray Firth
Мехерних — Mechernich
Мидлот — Midloth
Милеч — Mileč
Миллери — Millery
Миллом-Фёрнес— Millom Furness
Миллтоун — Milltown
Мис — Mies
Мислиц — Misslitz
Миттвейда — Mittweida
Михалковицы — Michalkowitze
Михельбах — Michelbach
Млада-Возичи (Юнг-Возиц) — Mlada Vosiče (Jung Wositz)
Мнишек — Mnišek
Модум — Modum
Мойн — Moine
Мойча — Moicza
Молдава — Moldau
Мона — Mona
Монгальяр-д'Орна—Montgaillard d'Aurias
Мондрепюи—Mondrepuits
Монмоус — Monmouth
Монс — Mons
Монтгомери—Montgomery
Монтиньи — Montigny
Монтиньяк — Montignac
Монфор — Monfort
Мора, р. — Morra
Моравицы — Moravice
Моравия—Mähren, Moravien
Морбиган — Morbihan
Морван — Morvan
Моргá — Morgat
Мосс — Moss
Мотол — Motol
Моурн — Mourne
Моффат — Moffat
Муграва — Mugrau
Мулл — Mull
Мург, р. — Murg
Мьёзен, оз. — Mjösen
Мэгген — Meggen
Мэй на Орне — May sur Orne
Мэйзеберг — Meiseberg
Мэй-Хилл — May-Hill
Мэн, о. — Man
Мэплуэлл — Mapplewell
Мэрионет — Merioneth
Мюглиц — Müglitz
Мюз — Muse
Мюльфьэлл — Müllfjäll
Мюнстер — Münster

Мюнстерберг — Münsterberg
Мюнхберг — Münchberg

Нааб — Naab
Наабские горы — Naabgebirge
Наббург — Nabburg
Нагорья Шотландские — Hochland Schottl.
Над — Nades
Намэш — Namèche
Намюр — Namur
Нанценбах — Nanzenbach
Нассабёрг — Nassaberg
Нассау — Nassau
Натцвейлер — Natzweiler
Наэ — Nahe
Невахлов — Niewachlov
Нёнаф — Neuagh
Нёбулах — Neubulach
Нёйдек — Neudeck
Нёйдорф — Neudorf
Нёйкнин — Neuknin
Нёйроде — Neurode
Нейсса, р. — Neisse
Нёйфанг — Neufang
Нейштадт — Neustadt
Немецкий блод (Дёйтшброд) — Deutsch-Brod
Несерли — Netherley
Несодден — Nesodden
Нида, р. — Nida
Нидербобритцш — Niederbobritzsch
Нидерраматтадт — Niederramstadt
Нижний Вернсдорф — Unter-Wernsdorf
Николаев — Nicolaiev
Нимптш — Nimptsch (Nimtsch)
Нисседаль — Nissedal
Норвегия — Norwegen
Нордланд — Nordland
Нордфьорд — Nordfjord
Нормандия — Normandie
Нортумберланд — Northumberland
Носсен — Nossen
Ноттингэмшир — Nottinghamshire
Нуайан — Noyant
Нучицы — Nučitz, Nučice
Ньюкэстль — New Castle
Нэйрн — Nairne
Нэккар, р. — Neckar
Нэу — Néhou
Нюршан — Nürschan

О-Барк — Haut-Barc
Обенак — Aubenac
Обергоф — Oberhof
Оберкирх — Oberkirch
Обжа — Objat
Обрак — Aubrac
Обэн — Aubin
Од — Aude
Оденвальд — Odenwald
Оденшпиль — Odenspiel
Одер, р. — Oder
Одеран — Oderan
Одергауз — Oderhaus
Одьерн — Audierne
Ожеше — Orzesche
Ок — Oak
Олдбёри — Oldbury
Олдерли Эдж — Alderley Edge
Олешна — Olešna
Оловянка — Olovianka
Олстон — Alstone
Олтби — Aultbea
Олькенбах — Olkenbach
Ольсберг — Olsberg
Оманс — Aumance
Оньон — Ognon
Оос — Oos
Оппельн — Oppeln
Оппенау — Oppenau
Оппероде — Opperode
Оре — Ohre
Орескутан — Åreskutan
Ориксфьеллен — Oriksfjällen
Оркнейские о-ва — Orkney Islands
Орлава — Orlau
Орлиные горы — Adlergebirge
Осек — Osek
Осло — Oslo
Ослофьорд — Oslofjord
Оснабрюк — Osnabrück
Остерфьорд — Osterfjord
Острава — Ostrau
Отён — Autun
Оттвейлер — Ottweiler
Оттервиш — Otterwisch
Отцберг — Otzberg
Оутерард — Oughterard
Офотен — Ofoten
Оффенбург — Offenburg

Па-де-Кале — Pas-de-Calais
Падерн — Padern
Пазевальк — Pasewalk
Париж — Paris
Пассау — Passau
Пассауский лес — Passauer Wald
Паффенрат — Paffenrath
Пачов — Pačov
Пейребрюн — Peyrebrune
Пёль (хребет) — Poel (horst)
Пемброк — Pembroke
Пемброкшир — Pembrockshire
Пендлсайд — Pendlside
Пенминид — Penmynidd
Пеннинская цепь — Pennine Chaine
Пентлэндские холмы — Pentland Hills
Пепинстер — Pepinster
Пёрлей — Purley
Перн — Pernes
Перт — Perth
Пертшир — Perthshire
Петерсберг — Petersberg
Петерсвальд — Peterswald
Петергоф — Petershof
Петцельдорф — Petzeldorf
Печковицы — Petrzkowitze
Пиблс — Peebles
Пильзен — Pilsen
Пинке — Pinke
Пирке — Pirke
Писберг — Piesberg
Писек — Pisek
Питерхед — Peterhead
Питслайго — Pitsligo
Пихтовые горы — Fichtelgebirge
Плазерская гряда — Plaserzug
План — Plan
План-Нёйштадт — Plan-Neustadt
Планшвиц — Planschwitz
Плауэн — Plauen
Плейсинг — Pleissing
Плёкценштейн — Plöckenstein
Плес — Pless
Плесси — Plessy
Плимут — Plymouth
Плянск — Plansk
Подол — Podol
Подолия — Podolien
Полейц — Poleitz
Полиньё — Poligné
Поличка — Polička
Польское среднегорье — Polnisches Mittelgebirge
Польша — Polen
Померания — Pommern
Понжибо — Pontgibaud
Понпэан — Pontpéan
Понтсфорд — Pondesford
Порсген — Porsguen
Прага — Prag

Прахатиц — Prachatitz
Пресек — Pressek
Придолы — Pridoli
Примс — Prims
Причов—Pričov
Прокоп — Prokop
Пуллауэн — Poullauen
Пфальц — Pfalz
Пфальцбург — Pfalzburg
Пфельцервальд—Pfälzerwald
Пшедместье—Předměstí
Пшибрам — Příbram
Пэмполь — Paimpol
Пэр — Pair
Пюи (горная цепь)—Puy (Kette)
Пюи-де-Дом — Puy de Dôme

Радниц — Radnitz
Радовенц — Radowenz (Radowentz)
Радотин — Radotin
Ракониц — Rakonitz
Рамберг — Ramberg
Рамзава — Ramsau
Раммельсберг—Rammelsberg
Рамсбек — Ramsbeck
Ратибожиц — Ratiboric
Ратиборские горы—Hory Ratiborski
Ратинген — Ratingen
Рачицы — Račice
Реген — Regen
Регенсбург—Regensburg
Реден — Reden
Рёдсанд — Rödsand
Рейн, р. — Rhein
Рейнерцау — Reinerzau
Рейнские сланцевые горы—Rheinisches Schiefergebirge
Рейтценштейн — Reitzenstein
Рейхбах — Reichbach
Рейхенбах—Reichenbach
Рейхенштейн — Reichenstein
Рёмер — Römer
Ремиремон — Remiremont
Ремшейд — Remscheid
Рени — Rennes
Ренфрюшир — Renfrewshire
Ренх — Rench
Реньи — Régny
Репорый — Reporyje
Рёраген — Röragen
Рёрос — Röros
Рёштон — Rushton
Рив-де-Жир—Rive-de-Gier
Риза — Riesa
Ризберг — Riesberg
Ризенгрунд — Riesengrund
Риттберг — Rittberg
Ричаны — Říčany
Роаннэ — Roannais
Родерен — Roderen
Родэз — Rodez
Рокитна — Rokitna
Рокруа — Rocroy (Rocroi)
Рокычаны — Rokyczany (Rokyzany)
Романэш — Romanèche
Ромбак — Rombak
Ромсдаль — Romsdal
Рона, р. — Rhone
Роншан — Ronchamp
Росвейн — Rosswein
Рослин — Roslin
Россиц — Rossitz
Россшир — Ross-shire
Ростеллек — Rostellec
Ротау — Rothau
Ротгелль—Rotchell
Ротенцехау — Rothenzechau
Роттлебероде — Rottleberode
Рохлиц — Rochlitz
Рош Корнэ — Roche Cornet
Рудава — Rudau
Рудны — Roudny
Рудные горы — Erzgebirge
Рудольфштейн — Rudolfstein
Рудольштадт — Rudolstadt
Рула — Ruhla
Румбург — Rumburg
Руммельсберг — Rummelsberg
Рур — Ruhr
Русс — Russ
Руэрг — Rouergue
Рыбник — Rybnik
Рэдсдэл — Redesdale

Саар — Saar
Саарбрюк — Saarbrück
Саарские горы — Saarer Gebirge
Садек — Sadek
Саксония — Sachsen
Саксо-Тюрингия — Saxo-Thüringen
Саланген — Salangen
Сальсинь — Salsigne
Сандэс — Sandnäs
Сандомир — Sandomir
Сарек — Sarek
Сарка — Sarka
Сатанелла — Satanella
Свартдаль — Svartdal
Свентокшиж — Swentokříž
Свентокшижские горы—Sventokřižer Gebirge
Свентомаже — Sventomazze
Свичин — Switschin
Своянов — Swojanow
Свята-Гора — Svatá-Hora
Севенны — Cevennes, Cevennen
Северное море — Nordsee
Сежава — Serzava
Семигорье — Siebenberge
Ст.-Антуан—St. Antoine
— Блазиен — St. Blasien
— Бэль — Saint Bel
— Дьэ — St. Dié
— Жермэн сюр Иль — St. Germain sur Ille
— Жюльен — St. Julien
— Жюльен де Вуант — St. Julien de Vouvantes
— Ирьё — St. Yrieux
— Лор—St. Laure
— Мало — St. Malo
— Назэр — St. Nazaire
— Отэлль — St. Austell
— Перду — St. Perdoux
— Пильт — St. Pilt
— Пьер-ла-Кур—St. Pierre-la-Cour
— Пьер-Монлимар — St. Pierre Montlimar
— Реми — St. Rémy
— Элуа — St. Eloy (St. Eloi)
— Этьенн — St. Etienne
— Юбэр — St. Hubert
Серва — Serva
Серпон — Serpont
Серр — Serre
Сёрсо — Thurso
Сёрфьорд — Sörfjord
Сёсерлэнд — Sutherland
Сётених — Sötenich
Сизён, мыс — Cap Sizun
Силезия — Schlesien
Симплон — Simplon
Скагерак — Skagerak
Скай, о. — Skye
Скандинавия — Skandinavien
Скомер, о. — Skomer (Island)
Скрей — Skrej
Скутеч — Skuteč
Скьен — Skien

Скьенсфьельд — Skiensfjeld
Сливенец — Slivenec
Смёлен — Smölen
Смортен — Smorten
Снежные горы—Schneegebirge
Сноудон — Snowdon
Снэфелл — Snaefell
Совиные горы — Eulengebirge
Согнефьорд — Sognefjord
Сод — Saude
Сольберг-Нисседаль—Solberg-Nissedal
Сольва — Solva
Сольвей-Фёрс (залив) — Solvay-Firth
Сона, р. — Saône
Соммерсет — Sommerset
Соммерсетшир — Sommersetshire
Соонвальд — Soonwald
Спа — Spa
Спессарт — Spessart
Сербско — Srbsko
Срединная долина (Шотландия) — Midland Valley
Срединные земли (Британия) — Mittellande
СССР — Russland
Ставангер — Stavanger
Ставло — Stavelot
Старт-Пойнт — Start Point
Стаффордшир — Staffordshire
Стирлингшир — Stirlingshire
Стонхавн — Stonehaven
Стрела — Strehla
Стрелен — Strehlen
Сувиньи — Souvigny
Судеты — Sudeten
Сулен — Sulen
Сулительма — Sulitelma
Сэтердаль — Sätersdal
Сюдварангер — Sydvaranger
Сюльт — Sylt

Табор — Tabor
Тависток — Tavistock
Тайн — Ty'n
Тайрон — Tyrone
Тайя — Thaya
Тале — Thale
Тамбах — Tambach
Танн — Tann
Тарн — Tarn
Татра — Tatra
Тауй — Towy
Таунус — Taunus
Тё — Theux
Тёдуол, п. о. — Tudwal
Тейфи — Teifi
Тейниц — Teinitz
Тейровицы — Teirovice
Телемаркен — Telemarken
Теплиц — Teplitz
Тепль — Tepl
Тилленские горы — Tillengebirge (Tillenberg)
Тиман — Timan
Тимсайд — Temeside
Тиндрём — Tyndrum
Типперэри — Tipperary
Тиршенрёйт — Tirschenreuth
Тифгрюн — Tiefgrün
Тодтмоос — Todtmoos
Толейе — Tholeye
Тореберг — Toreberg
Торкай — Torquai
Торнетреск — Tornetraesk
Торнхилл — Thornhill
Тортуорс — Tortworth
Точна — Točna
Траульорс — Traouliors
Траутенау — Trautenau
Требич — Trebitsch
Трегор — Trégor
Трегорруа — Trégorrois
Трёмтен — Trömten
Триберг — Triberg
Трир — Trier
Трогенау — Trogenau
Тромсё — Tromsö
Трондьем — Trondjem
Труза, р. — Trusa
Трюсиль — Trysil
Туль — Toul
Тшемошна — Třemošna
Тшеницы — Třinice
Тын — Tyn
Тэсс — Tess
Тюлль — Tulle
Тюрингенский лес — Thüringer Wald
Тюрингия — Thüringen

Уайтклифф — Whitecliffe
Уайрский лес — Forest of Wyre
Уайтхавы — Whitehaven
Уаньй — Oignies
Увалы — Uwaly
Узкы — Ouzky
Уиклоу — Wicklow
Уиллингтон—Willington
Уин-Силл — Whin-Sill
Уирдэл — Weardale
Улефосс — Ulefoss
Ульвадаль — Ulvaadal
Умптек — Umptek
Ункель — Unkel
Уонлокхэд — Wanlockhead
Уорвикшир — Warwickshire
Уотерфорд — Waterford
Урал — Ural
Урбейс — Urbeis
Урт, р. — Ourthe
Уск — Usk
Устаосет — Ustaoset
Уффализ — Houffalize
Уэксфорд — Wexford
Уэльс — Wales
Уэрсоу — Wersow
Уэрстон — Werstone
Уэстморлэнд — Westmoreland

Файф — Fife
Фалькенау — Falkenau
Фаў — Faou
Фельберт — Velberth
Фельдберг — Feldberg
Фельжа — Feljas
Фен — Fehn
Фёренбах — Vöhrenbach
Фёрс-оф-Клайд, зал. — Firth of Clyde
Фёрс-оф-Форс, зал. — Firth of Forth
Фидлин — Fydlyn
Финзе — Finse
Финистер, мыс—Finistère
Финляндия — Finnland
Финмаркен — Finmarken
Флёга — Flöha
Флей — Fleyh
Фленю — Flénu
Флёрю — Fleurus
Флехтингский хребет — Flechtinger Höhenzug
Флешинэлль—Fléchinelle
Флин — Flines
Флинт — Flint
Флинтшир — Flintshire
Фогтланд — Vogtland
Фоксдэл — Foxdale
Форж Тири—Forges Thiry
Форэ — Forez
Фосдален — Fosdalen
Фослей — Fossley
Франкенберг — Frankenberg
Франкония — Franken
Франкский лес (Франкенвальд) — Frankenwald
Франция — Frankreich
Фре — Fret
Фрейбург — Freiburg

Фрейбургские горы — Freiburger Berge
Фрейвальдау — Freiwaldau
Фрейденштадт — Freudenstadt
Фрейсенэ — Freycenet
Фрепэн — Frépin
Фридеберг — Friedeberg
Фризенрат — Friesenrath
Фробург — Frohburg
Фуггниц — Fuggnitz

Хаддингтон — Haddington
Халлингдаль — Hallingdal
Халлингскарвен — Hallingskarven
Хам — Cham
Харангер-Йёкуль — Harangerjökul
Харангерфьорд — Harangerfjord
Харлеч — Harlech
Хаслах — Haslach
Хауценберг — Hauzenberg
Хёвель — Hövel
Хельм — Helm
Хемниц — Chemnitz
Хенцины — Chenziny
Хёрре — Hörre
Херфорд — Herford
Хилл-оф-Фэр — Hill-of-Fare
Хиндё — Hindö
Хисё — Hisö
Хиттерен — Hitteren
Холливёд — Hollybush
Хосангер — Hosanger
Хотетин — Chotetin
Христиансберг — Christiansberg
Хрустеницы — Chrustenice
Хусум — Husum
Хэрье, р. — Härje
Хюэльгот — Huelgoat

Цабельсдорф — Zabelsdorf
Цвениц — Zwönitz
Цветтель — Zwettel
Цвиккау — Zwickau
Целеховицы — Celechovice
Целла — Zella
Центральное плато Франции — Zentralplateau Frankreichs
Центау — Zöptau
Цинивальд — Zinnwald
Цобтен — Zobten
Цорга, р. — Zorge
Цукмантель — Zuckmantel

Червёнка — Czerwionka
Червона гора (Красная гора) — Czerwona Gora
Черма — Čerma
Черная гора — Montagne Noire
Черновиц — Černowitz
Черхов — Čerchov
Чёрч-Стретт — Church-Stretton
Чехословакия — Tschechoslowakei
Чешир — Cheshire
Чивиотские холмы — Cheviot Hill
Чэтбёрн — Chatburn

Шажей — Chagey
Шазава — Šazawa
Шальк — Schalk
Шампань — Champagne
Шанак — Chanac
Шантоннэй — Chantonnay (Chantennay)
Шапбах — Schapbach
Шарлеруа — Charleroi
Шатлэ — Châtelet
Шатолен — Châteaulin
Шаунсланд — Schauinsland
Шацлар — Schatzlar
Швабия — Schwaben
Швадовиц — Schwadowitz
Шварцава — Schwarzawa
Шварцбах — Schwarzbach
Шварцбург — Schwarzburg
Шварцвальд — Schwarzwald
Шварценберг — Schwarzenberg
Шварцер Крукс (Черный Крест) — Schwarzer Crux
Швейне — Schweine
Швейцарская Юра — Schweizer Jura
Швельм — Schwelm
Швеция — Schweden
Шёмберг — Schömberg
Шёнберг на Кампе — Schönberg a/Kamp
Шесси — Chessy
Шетландские о-ва — Shetland-Islands
Шидлувка — Šidluvka
Шизёйль — Chizeuil
Ширмек — Schirmeck
Шихаллион — Schichallion
Шлан — Schlan
Шлезвиг-Гольштиния — Schleswig-Holstein
Шлейц — Schleitz
Шлуккенау — Schluckenau
Шлух, оз. — Schluchsee
Шмидеберг — Schmiedeberg
Шнирлах — Schnierlach
Шобюлль — Schobüll
Шокьё — Chokier
Шонен — Schonen
Шотландия — Schottland
Шпиглиц — Spieglitz
Шпитцберген — Spitzbergen
Шпрендлинген — Sprendlingen
Шрамберг — Schramberg
Шропшир — Shropschire
Шрюсбёри — Shrewsberry
Штадтштейнах — Stadtsteinach
Штебен — Steben
Штейгер — Steiger
Штейгерталь — Steigertal
Штейнвальд — Steinwald
Штернберг — Sternberg
Штигер — Stieger
Штирия — Steiermark
Штокберг — Stockberg
Штокгейм — Stockheim
Штольберг — Stollberg
Шторцендорф — Storzendorf
Штральберг — Strahlberg
Штрасберг — Strassberg
Штригау — Striegau
Штромберг — Stromberg
Штюрцбах — Stürtzbach
Шумава — Šumava

Эберсдорф — Ebersdorf
Эвьё — Évieux
Эгер — Eger
Эдельлёйте — Edelleute
Эден, р. — Eden
Эдеран — Oederan
Эдинбург — Edinbourgh
Эзель, о. — Oesel
Эйбеншток — Eibenstock
Эйзенах — Eisenach
Эйзенбах — Eisenbach
Эйзенброд (Железный брод) — Eisenbrod
Эйлд — Eilde
Эйле (Илове, Елове) — Eule (Jilove, Jelove)
Эйлер — Euler
Эйсборн — Eisborn
Эйторф — Eitorf
Эйфель — Eifel
Экеберг — Ekeberg
Экерн, оз. — Ekernsee

Экерсунд — Ekersund
Эккер — Ecker
Эксетер — Exeter
Эксмур — Exmoor
Элджин — Elgin
Элорн — Elorne
Эльба, р. — Elbe
Эльберсрёйт — Elbersreuth
Эльберфельд — Elberfeld
Эльбехафен — Elbehaven
Эльбингероде — Elbingerode
Эльбштейниц — Elbsteinitz
Эльс — Öls
Эльсниц — Ölsnitz
Эльсп — Elsp
Эльц, р. — Elz
Энгельсберг — Engelsberg
Энглси, о. — Anglesey
Энё — Esnoeux
Энкеберг — Enkeberg
Эннис-Миллтоун—Ennis-Milltown
Эпинак — Epinac
Эпиналь — Épinal
Эпплкросс — Applecross
Эрбендорф — Erbendorf
Эрблох — Erbloch
Эрбрэй — Erbray
Эренкаммер—Öhrenkammer
Эренфридерсдорф — Ehrenfriedersdorf
Эрленбах — Erlenbach
Эро — Hérault
Эроберг — Ehrsberg
Эрсдаль — Örsdal
Эртельен — Ertélien
Эрценбах — Erzenbach
Эсларн — Eslarn
Эспедален — Espedalen
Эстония — Estland

Юра (гора) — Jura
Юри — Hury
Юссель — Ussel
Ютландия — Jütland

Явожино — Jaworzno
Якловец — Jaklowetz
Ястжемб — Jastrzemb
Яуэр — Jauer
Яуэрниг — Jauernig

УКАЗАТЕЛЬ АВТОРОВ [1]

Азема Л. (Azema L.) III
Альбург И. (Ahlburg J.) V
Альманн Г. В. (Ahlmann H. W.) I
Андрусов Д. (Andrussow D.) VIII
Антон И. (Anton J.) V
Арбер Э. (Arber E.) III
Арндт Г. (Arndt H.) VI
Ассельберге Э. (Asselberghs E.) III, V
Аугуста И. (Augusta J.) IX

Бабанек (Babanek) X
Баклунд (Backlund) I
Балк Р. (Balk R.) VIII
Барроу (Barrow) II
Барруа Ш. (Barrois Ch.) III, IV, V
Баумгертель, Э. (Baumgärtel E.) VII
Бегер П. И. (Beger P. J.) X
Бедерке Э. (Bederke E.) I, IX, XII
Бейсгаузен Л. (Beushausen L.) VII
Бейшлаг Ф. (Beyschlag F.) V, VII, VIII, IX, X, XII
Бек Р. (Beck R.) IX, X, XII
Бёкер Г. (Böcker H.) IX
Бекке Ф. (Becke F.) VIII, IX
Беккер Г. (Becker H.) X
Белен Г. (Behlen H.) V
Беме Ф. (Behme F.) VII
Бенеке (Benecke) VI
Берг Г. (Berg G.) II, IX, XII
Бержерон Ж. (Bergeron J.) III, IV
Бертлинг Р. (Bärtling R.) V, VI, XII
Бертран М. (Bertrand M.) IV
Бертран П. (Bertrand P.) V, VI
Бётхер Т. (Böttcher) V
Биго А. (Bigot A.) III
Бизат В. (Bisat W.) II
Блёмке К. (Blömke C.) VII
Боде А. (Bode A.) VII
Бокк В. (Bock W.) IX
Больбах Л. (Bolbach L.) VI.
Бонней Т. Д. (Bonney T. G.) III
Борн А. (Born A.) I, III, IV, V, XII
Борнхардт В. (Bornhardt W.) V
Босуэлл П. Д. (Boswell P. G.) II
Брандес Т. (Brandes Th.) XII
Браун Г. (Braun G.) I
Брёггер В. К. (Broegger W. C.) I, II
Бреддин Г. (Breddin H.) V
Брёйхёйзер М. (Bräuhäuser M.) VI
Бройлл Ф. (Broili F.) VIII
Брох О. А. (Broch O. A.) I
Брунс В. (Bruhns W.) VI, XII
Бубнов С. (Bubnoff S.) VI, IX, XII
Бугге К. (Bugge C.) I
Буллен Ньютон (Bullen Newton) III
Буль М. (Boule M.) IV
Бурре О. (Burre O.) V
Бьёрлюкке К. (Björlykke K.) I
Бэйли Ф. Б. (Bailey F. B.) II
Бюкинг (Bücking) VI, X
Бюро А. (Bureau A.) III

Вагнер (Wagner) VI
Валлэ Пуссэн (Vallée Poussin) V
Вальдман Л. (Waldmann L.) VIII
Вальтер К. (Walther C.) V, X
Вегенер А. (Wegener A.) V
Ведекинд Р. (Wedekind R.) V
Вейганд (Weigand) VI
Вейгельт И. (Weigelt I.) V, VII
Вейншенк Э. (Weinschenk E.) VIII
Вейс Х. Э. (Weiss Ch. E.) VI, VII
Вейттофер К. А. (Weithofer K. A.) VIII
Вельтер (Welter) VII
Веммер М. (Wemmer M.) V
Вервеке, ван, Л. (Werweke, van, L.) VI
Веренсшёльд В. (Werenskjold W.) I
Вернер (Werner) VII
Веттиг Э. (Wettig E.) X
Виллинг (Willing) VI
Вильзер Ю. (Wilser J.) VI
Вилэн (Vilain) VI
Вольдрих И. (Woldrich J.) VII
Вольтерсдорф В. (Woltersdorff W.) VII
Вольф (Wolff) X
Воэн А. (Vaughan A.) II, III, V
Вуд (Wood) II
Вудс (Woods) II, XII
Вудуорд Х. Б. (Woodward H. B.) II
Вульф Р. (Wulf R.) V
Вунсторф (Wunstorf) V
Вурм А. (Wurm A.) VIII, X, XII
Вюст Э. (Wüst E.) VII

[1] Цифра показывает, в какой главе упоминается данный автор.

Гавелин А. (Gavelin A.) I
Галле (Halle) I
Гальвитц Н. (Gallwitz N.) V
Гамберг А. (Hamberg A.) I
Гансен (Hansen) I
Гарвуд (Garwood) II
Гейер В. (Heyer W.) X
Гельмерс (Hellmers) XII
Генниг А. (Hennig A.) XII
Генри М. (Henry Mc.) III
Гёргей Р. (Görgey R.) VIII
Герль В. (Görl W.) VIII
Герман Ф. (Hermann F.) V
Герт (Gerth) IV
Гесс-фон-Вихдорф (Hess von Wichdorff) X
Гики А. (Geiki A.) II
Гиллигэн А. (Gilligan A.) II
Гиммельбауэр А. (Himmelbauer A.) VIII
Гинтерлехнер К. (Hinterlechner K.) VIII
Голец (Holetz) IX
Гольдшмидт В. М. (Goldschmidt V. M.) I, II
Гоппе В. (Hoppe W.) VI
Госслэ М. Ж. (Gosselet M. G.) V
Готан (Gothan) V, VII, X, XII
Гофман А. (Hofman A.) VIII
Гохштеттер (Hochstetter) VIII
Гранд-Эри К. (Grand Eury K.) IV
Грегори И. В. (Gregory I. W.) II
Грёнваль Р. (Grönwall R.) XII
Грин Дж. Ф. Н. (Green J. F. N.) II
Гринли И. (Greenley E.) II
Грот (Groth) VI
Грум Т. (Groom T.) II, III
Грэнцер И. (Gränzer J.) IX
Гудчайльд И. (Goodchild J.) II
Гуклер И. (Guckler J.) IX
Гуммель К. (Hummel K.) V
Гундт Р. (Hundt R.) IX, X
Гынье О. (Hynie O.) VIII
Гэберт К. (Gäbert C.) X
Гэблер (Gaebler) IX
Гюрих Г. (Gürich G.) IX, XI
Гюффнер (Hüffner) V, VII

Дальгрюн Фр. (Dahlgrün Fr.) VII, IX, X
Дальмер К. (Dalmer K.) X
Дамер Г. (Dahmer G.) VII
Данненберг А. (Dannenberg A.) V
Датэ (Dahte) VII, IX
Даукинс Б. (Dawkins B.) III
Девальк Ж. (Dewalque G.) V
Дееке В. (Deeke W.) I, IV, VI
Дёйбель Ф. (Deubel F.) X
Делафон Ф. (Delafond F.) IV
Делоншан Е. (Deslongchamps E.) III
Делэпин Ж. (Delépine G.) III, V, XII
Дельбос (Delbos) VI
Денкман А. (Denckmann A.) V, VII
Дехен (Dechen) V
Джёкс Браун А. (Jukes Brown A.) II, III
Джиу Р. М. (Jehu R. M.) II
Джонс (Jones) II, III
Джордж Ф. (Georges F.) II
Дикси Ф. (Dixey F.) II
Дональд А. (Donald A.) III
Дорлодо Г. (Dorlodot H.) V
Древерман Ф. (Dreverman F.) V
Дьюи (Dewey H.) II, III
Дэвис К. А. (Davis K. A.) II
Дюбуа (Dubois) V
Дюпарк Л. (Duparc L.) IV
Дютертр (Dutertre) V

Егер В. (Jäger W.) X
Екель О. (Jaekel O.) VI

Жегак А. (Rzehak A.) IX
Желицко И. (Želizko J.) VIII
Жюльен А. (Julien A.) IV

Закс А. (Sachs A.) IX
Заломон В. (Salomon W.) I, V, VI
Зандбергер Ф. (Sandberger F.) VI
Зандер Б. (Sander B.) VI, VIII, XII
Зандкюлер Р. (Sandkühler R.) VI
Заплетал К. (Zapletal K.) VIII, IX
Зарьюш-Маковский А. (Sarjusz-Makowski A.) IX
Зауэр А. (Sauer A.) VI
Зденек Я. (Zdenek J.) IX
Земан Ф. (Seemann F.) VIII
Зейдлиц В. (Seidlitz W.) I, VI, X, XII
Зеленка Л. (Zelenka L.) VIII
Зеленый (Zeleny) V
Земпер (Semper) V
Зигерт Л. (Siegert L.) VII
Зиммерсбах Б. (Simmersbach B.) III, V
Зингевальд И. Т. (Singewald J. T.) X
Зоммер М. (Sommer M.) V, X
Зутер Г. (Suter H.) VI
Зюсс Ф. (Suess F.) VIII, IX, XII
Зюсс Э. (Suess E.) I, IV, XII

Ивэнс Дж. (Evans J.) II, III
Ионгманс В. (Jongmans W.) V
Иосберг О. (Isberg O.) XII
Иствуд Т. (Eastwood T.) II

Кайё (Cayeux) III
Кайзер Э. (Kayser E.) V, VII, VIII
Кантрилл К. (Cantrill C.) II
Карпантье А. (Carpentier A.) III
Каррузёрс Р. (Carruthers R.) II
Карстенс К. (Carstens C.) I
Катцер Е. (Katzer E.) VIII
Катцер Ф. (Katzer F.) VIII
Квенсель П. (Quensel P.) I
Квиринг Г. (Quiring H.) V
Кегель В. (Kegel W.) V
Кёклен-Шломберже (Kochlin-Schlumberger) VI
Кёлер А. (Köhler A.) VIII, XII
Кёльбль Л. (Kölbl L.) VIII, IX
Кендолл Дж. (Kendall J.) II
Кёнен А. (Koenen A.) V
Кённингэм-Крэг (Cunningham Craig) II
Керфорн Ф. (Kerforne F.) III
Кесслер П. (Kessler P.) VI
Кеттнер Р. (Kettner R.) VIII, IX
Кидстон Р. (Kidston R.) II

Клаус Р. (Claus R.) V
Клейнерт Г. (Kleinert H.) VI
Клемм Г. (Klemm G.) VI
Клен Г. (Klähn H.) XII
Клокман Ф. (Klockmann F.) V, VII
Клоос Г. (Cloos H.) I, VII, VIII, IX, X, XII
Кнопп Л. (Knopp L.) IX
Коббольд И. С. (Cobbold I. S.) II
Кодым О. (Kodym O.) VIII
Кокс А. (Cox A.) II
Коллинс Ф. (Collins F.) III
Коль Г. (Cole G.) II, III
Кольдеруп К. Ф. (Kolderup C. F.) I
Конинг, де (Koninck, de) V
Корн Д. (Korn D.) VI, XII
Коссмат Ф. (Kossmat F.) VII, VIII, IX, X, XII
Кох М. (Koch M.) VII
Краатц-Кошлау К. (Kraatz-Koschlau K.) VI
Краман М. (Krahmann M.) XII
Краус В. (Kraus W.) VI
Креднер Г. (Credner H.) X
Кремер (Cremer) V
Кренкель Э. (Krenkel E.) X
Крепэн (Crepin) V
Кречмер Ф. (Kretschmer F.) IX
Кроссфильд М. С. (Crossfield M. C.) II
Круколл Р. (Croockall R.) II
Круш П. (Krusch P.) I, V, VIII, IX, XII
Куделька Е. (Kudielka E.) X
Кузняр Ч. (Kuzniar Cz.) XI
Кукук П. (Kukuck P.) V, XII
Кутек И. (Koutek J.) VIII
Кьер И. (Kjaer. J.) I
Кьерульф (Kjerulf) I
Кэзэн Ф. (Kaisin F.) V
Кюн (Kühn) I
Кюне Ф. (Kühne F.) VI, VII, XII

Ланкестер Э. (Lankester E.) II
Лапуорс Г. (Lapworth H.) II
Лёбесконт (Lebesconte) III
Лекорню Л. (Lecornu L.) III
Леман (Lehmann) V, VII
Лепла А. (Leppla A.) V, VI
Лепсиус (Lepsius) X, XII
Лериш М. (Leriche M.) V
Либе (Liebe) X
Лимброк (Limbrock) VIII
Линк Г. (Linck G.) VI
Линстов О. (Linstow O.) VII
Лоней, де, Л. (Loney, de, L.) III, IV, XII
Лопяновский С. (Lopianowski S.) IX
Лорец К. (Loretz K.) X
Лоссен К. (Lossen K.) VII
Лоэст Ж. М. (Lohest G. M.) V
Луис Г. (Louis H.) II, XII
Лундгрён А. (Lundgren A.) I
Лэк П. (Lake P.) II
Людеке (Lüdecke) VII

Мадсен (Madsen) XII
Майё (Mailleux) V
Мак Алистер А. (Mac Alister A.) III
Мак Найр П. (Mc Nair P.) II
Макей (Makey) II
Маковский А. (Makowsky A.) IX
Марр Дж. И. (Marr J. E.) II
Матейка А. (Matejka A.) VIII
Маухер В. (Maucher W.) X
Махачек Ф. (Macháček F.) I
Мейер (Meyer) VI
Микель И. (Miquel J.) IV
Микельс Ф. (Michels F.) V
Мильтерс В. (Milters V.) XII
Мильх Л. (Milch L.) VI, IX
Митчелл Дж. (Mitchell J.) II
Михаэль Р. (Michael R.) IX
Мишель-Леви А. (Michel Levy Alb.) VI
Мишель-Леви О. (Michel Levy Aug.) IV
Моберг И. (Moberg J.) XII
Мордзьол К. (Mordziol C.) XII
Моррис Т. (Morris Th.) II
Мошелес И. (Moscheles J.) VIII
Мурэ Ж. (Mouret G.) IV
Мюгге О. (Mügge O.) VII
Мюллер Б. (Müller B.) VIII, X
Мюллер Г. (Müller G.) X
Нансен Ф. (Nansen F.) I
Нигли П. (Niggli P.) VI, XII
Николаи Г. (Nicolai G.) I
Николас Т. Ч. (Nicholas T. Ch.) II
Новак Я. (Novak J.) VIII, IX
Новомейский М. (Novomejsky M.) VI
Нуссбаум Ф. (Nussbaum F.) I

Оберсте-Бринк (Oberste Brink) VII
Озанн А. (Osann A.) VI
Оксааль И. (Oxaal J.) I
Оллан Д. (Allan D.) II
Оппенгеймер И. (Oppenheimer J.) IX

Павловский А. (Pawlowski A.) III
Паркинсон Д. (Parkinson D.) II
Паттейский К. (Patteisky K.) IX
Пейнерт В. (Peinert W.) VIII
Пеккельман В. (Paeckelmann W.) V
Пено Ж. (Péneau J.) III
Пенроз Р. А. (Penrose R. A.) III
Петрашек В. (Petrascheck W.) VIII, IX, XII
Пикар (Picard) XII
Пикнар Ш. (Piquenard Ch.) III
Пиэш К. (Pietsch K.) IX
Питцш К. (Pietzsch K.) IX, X
Пич (Peach) II
Покок Р. (Pocock R.) III
Помпецкий И. (Pompeckj J.) VIII, XII
Портман В. (Portmann W.) VI
Потонье Г. (Potonié H.) VII, VIII, IX, X, XII
Пошепный Ф. (Posepny F.) VIII
Прецлик К. (Preclik K.) IX
Прюво П. (Pruvost P.) V
Пуркыне К. (Purkyně C.) VIII, X
Пфанненштиль Г. (Pfannenstiel H.) VI

Рагэн Э. (Raguin E.) IV
Рамдор П. (Ramdohr P.) VI

Рауф (Rauff) V
Регельманн К. (Regelmann C.) VI
Рёдлер Ф. В. (Rudler F. W.) II
Рей С. К. (Ray S. K.) VI
Рейнгольд Ф. (Reinhold F.) VIII
Рейниш Р. (Reinisch R.) XII
Рейнольдс С. (Reynolds S.) II, III
Рейс О. (Reis O.) VI
Рейх Г. (Reich H.) V, XII
Рейхерт Е. (Reichert E.) X
Рейш Г. (Reusch H.) I
Рёмер Ф. (Römer F.) IX
Ремес К. (Remes K.) IX
Ренье А. (Renier A.) V
Риман Э. (Rieman E.) IX
Рихтер М. (Richter M.) I, V
Рихтер Р. (Richter R.) IX
Роде К. (Rode K.) I
Розе (Rose) V
Розенбуш Г. (Rosenbusch H.) VI
Рышкевич Е. (Ryschkewitsch E.) VIII
Рюгер Л. (Rüger L.) VI

Самсонович Я. (Samsonowicz J.) XI
Свенониус Ф. (Svenonius F.) I
Сиблей Т. (Sibley T.) II
Сибли Т. (Sibly T.) III
Симоэнс Г. (Simoens G.) III
Скупин (Scupin) VII
Славик Ф. (Slavik F.) VIII
Слэтер (Slater) II
Сметана (Smetana) VIII
Смит В. (Smith B.) II
Смит С. (Smith S.) II
Соболев Д. (Sobolev D.) V, XI
Сокол Р. (Sokol R.) VIII
Соколов Д. Н. (Sokolov D. N.) I
Сорби (Sorby) II
Стёбблфильд (Stubblefield) II
Стенье К. (Stainier X.) V
Стокфлет (Stockfleth) V
Стрэен А. (Strahan A.) II, III
Стэмп Л. Д. (Stamp L. D.) II
Стэнфорд (Stanford) II
Сюдри Л. (Sudry L.) III

Термье П. (Termier P.) III, IV
Тёрнебом А. Е. (Törnebohm A. E.) I
Тетяев М. (Tetjaeff M.) XII
Тилли С. Н. (Tilley C. E.) II
Тилль (Teall) II
Титце О. (Tietze O.) V, IX
Тома Г. (Thomas H.) III
Торнквист А. (Tornquist A.) VI
Торнкей Р. (Tornquay R.) III
Трёдсон Г. (Troedsson G.) XII
Труман А. (Truemann A.) II
Трэкуэр Р. Х. (Traquair R. H.) II
Тулльберг С. (Tullberg S.) XII
Туст В. (Thust W.) IX
Тюрах Г. (Thürach H.) VI

Уидборн Дж. (Whidborne G.) II, III
Уиллс Л. Д. (Wills L. J.) II
Уильмор А. (Wilmore A.) II
Уильсон Дж. (Wilson G.) II
Уоттс (Watts) II
Уэллс А. (Wells A.) II

Файоль Г. (Fayol H.) IV
Фейстмантель К. (Feistmantel C.) VIII
Феликс И. (Felix J.) IX
Фёлькер И. (Voelcker J.) VI
Фёрнсайдс В. (Fearnsides W.) II
Фероньер Ж. (Feronnière G.) III
Филипп Г. (Philipp H.) VI
Филлипс И. А. (Phillips J. A.) II, XII
Финкх Л. (Finckh L.) IX
Финлейсон А. М. (Finlayson A. M.) II
Фитор (Vietor) V
Флигель (Fliegel) V, VII
Фогт И. Х. Л. (Vogt J. H. L.) I, XII
Фогт Т. (Vogt Th.) I
Фокс Г. (Fox H.) III
Форир (Forir) V
Фосли С. (Foslie St.) I
Франке Г. (Franke H.) X
Фребольд Г. (Frebold H.) I, VII
Фрёдин Г. (Frödin G.) I, II
Фрейберг Б. (Freiberg B.) X
Френцель А. (Frentzel A.) VIII
Фрех Ф. (Frech F.) IV, VIII, IX, XII
Фриденсбург (Friedensburg) III, V
Фритш А. (Fritsch A.) VIII
Фритш К. (Fritsch K.) VII
Фукс А. (Fuchs A.) V
Фурд А. (Foord A.) II
Фурмарье П. (Fourmarier P.) V

Хаак (Haack) XII
Хаарман Э. (Haarmann E.) V
Хабер А. (Haber A.) V
Харборт (Harbort) VII
Харкер (Harker) II
Хёгбом А. Г. (Högbom A. G.) I
Хелланд А. (Helland A.) I
Хенглейн М. (Henglein M.) VI
Хенке В. (Henke W.) V
Херитш Ф. (Heritsch F.) I, VIII
Хикс Г. (Hicks H.) III
Хинд В. (Hind W.) II
Хинксмен (Hinxman) II
Холлимонд А. Ф. (Hallimond A. F.) II
Холлисей Т. (Hallisay T.) II
Холмс А. (Holmes A.) II
Хольтедаль О. (Holtedahl O.) I
Хольцапфель Э. (Holzapfel E.) V, VIII
Хорн (Horne) II
Хорнунг (Hornung) VII
Хоу Д. (Howe J.) II

Цейллер Р. (Zeiller R.) IV
Циммерман Г. (Zimmermann H.) V, IX, X
Цирфогель Г. (Ziervogel H.) VI
Цур-Мюлен (Mühlen, zur) IX

Чарноцкий С. (Czarnocki St.) IX
Чарноцкий Я. (Czarnocki J.) XI
Чемперноун А. (Champernowne A.) III
Чепек Л. (Čepek L.) VIII

Шарренбергер (Scharrenberger) VI
Шарф (Scharf) VII
Швагер А. (Schwager A.) VI
Швенкель Г. (Schwenkel H.) VI
Шёйман К. Г. (Scheumann K. H.) X
Шёппе (Schöppe) V
Шиндевольф О. (Schindewolf O.) III, IV, V, X, XII
Шмидт Г. (Schmidt H.) V, IX, XII
Шмитц Г. (Schmitz G.) V
Шнейдерхён (Schneiderhöhn) V
Шольц Г. (Scholtz H.) I, VIII, XII
Шпигельгальтер Ф. (Spiegelhalter F.) VI
Шпристербах Й. (Spriesterbach J.) V
Шредер Э. (Schröder E.) VI
Шриль В. (Schriel W.) VII
Шталь А. (Stahl A.) VII
Штауффахер И. (Stauffacher J.) IX
Штах (Stach) V
Штенцель Г. (Stenzel H.) IX
Штерцель И. (Sterzel J.) VI, VII
Штилле Г. (Stille H.) I, XII
Штригель А. (Strigel A.) VI, XII
Штур Д. (Stur D.) IX
Шульц Э. (Schulz E.) V
Шульце Э. (Schulze E.) VII
Шумахер (Schumacher) VI
Шустер М. (Schuster M.) VIII
Шух Ф. (Schuch F.) X

Эбелинг Ф. (Ebeling F.) IX
Эвальд Р. (Evald R.) VI
Эдмондс С. (Edmonds C.) II
Эйзеле Г. (Eisele H.) VI
Эйзель Р. (Eisel R.) X
Эйнеке Г. (Einecke G.) V, XII
Экк Г. (Eck H.) VI
Элер Д. П. (Oehlert D. P.) III
Эллес Дж. Л. (Elles G. L.) II, XII
Энд (And) II
Эндрью Дж. (Andrew G.) II
Эндрьюс А. (Andrews A.) II
Эпик (Oepik) I
Эрдмансдёрфер О. (Erdmannsdörfer O.) VI, VII
Эстер (Ussher) III

Юнг И. (Jung J.) VI

Ян Я. (Jahn J.) VIII, IX
Ярош Й. (Jaroš J.) IX
Яффе Р. (Jaffe R.) X

БИБЛИОТЕКА
Геологического Института
Академии Наук СССР

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

Предисловие 3

Западно-европейская структура 5

Каледонская структура 9

Глава I. Норвежские каледониды 9

1. Докембрийский фундамент 9
   a) Древний фундамент южной Норвегии (10). b) Древний фундамент западной Норвегии (12).
2. Спарагмитовая формация 12
3. Древний палеозой 14
4. Каледонские изверженные породы 34
5. Тектоника 36
   a) Область Харданггер-Йотун (39). b) Спарагмитовое поле южной Норвегии (41). c) Тронджьемское поле и Емтландский надвиговый район (43). d) Северная часть каледонских гор (46). e) Финмаркен (50).
6. Структура норвежских каледонид 52
7. Интрузии и тектоника в районе Осло 53
8. Послекаледонское развитие Норвегии и ее морфология . . . 59
9. Минеральные ресурсы Норвегии 73

Литература 84

Глава II. Каледониды Великобритании 87

1. Общий характер и деление 87
2. Докембрий 89
3. Кембрий 103
4. Ордовиций 107
5. Готландий 113
6. Девон 118
7. Каледонский вулканизм Великобритании 122
8. Тектоника и структура британских каледонид 127
9. Поздний палеозой 136
   a) Нижний карбон (136). b) Верхний карбон (144). c) Карбоновый вулканизм британского шельфа (153). d) Нижняя (красноцветная) пермь Англии (154). e) Позднепалеозойский орогенез британского шельфа (157).
10. Месторождения полезных ископаемых в британском палеозое. 161

Литература 174

Варисская структура 179

Глава III. Армориканская структура 180

1. Границы 180
2. Стратиграфия 180

Стр.

3. Тектоника арморикапских гор 196
а) Возраст орогенеза (196). b) Франция (197). c) Южная Англия (203). d) Южная Ирландия (206).
4. Минеральные ресурсы Арморики и ее краевых впадин . . . 207
Литература 214

Глава IV. Центральное плато Франции 217

1. Границы и форма 217
2. Кристаллический фундамент 219
3. Варисский фундамент на востоке 224
4. Поздне-палеозойская перестройка Центрального плато . . . 230
5. Черная гора 239
6. Структура Центрального плато 244
7. Минеральные ресурсы Центрального плато 246
Литература 255

Глава V. Арденны и Рейнские сланцевые горы 257

1. Форма и границы 257
2. Стратиграфия 258
3. Основные черты развития 297
4. Тектонический обзор 302
а) Южный край (Хунсрюк и Таунус) (302). b) Гессенские мульды и Келлерваль (303). c) Зигерландский массив (305). d) Синклинорий Эйфель — Зауэрланд (307). e) Арденнская складчатость и впадина Форланда (310).
5. Структура Рейнских гор 318
6. Минеральные ресурсы Рейнского массива и прилегающих частей краевой впадины 319
Литература 331

Глава VI. **Верхне-рейнские горы** 339

1. Границы и форма 339
A. Северные горные массивы 340
2. Спессарт 340
3. Оденвальд 343
4. Пфальцервальд 349
5. Верхний карбон и красноцветная толща северных массивов (впадина Саар-Веттерау) 349
Стратиграфия (349)
6. История развития и тектоника 354
B. Южные горные массивы 357
7. Шварцвальд 357
8. Вогезы 367
а) Додевонская группа (367). b) Девоно-кульмская серия (371). c) История развития и тектоника (376).
9. Поздне-палеозойский цикл в южных массивах 380
а) Лаах-баденская впадина (380) b) Впадина Бельфор-Кандери (385). c) Общий обзор (386).
10. Минеральные ресурсы области верхнего Рейна 388
Литература 394

Глава VII. Гарц и его палеозойские краевые области (Кюффхёйзер и Восточно-гарцская предгорная страна) 399

1. Форма и границы 399
2. Стратиграфия 400
3. Основные черты развития и тектоники 407
4. Структура Гарца 415
5. Кюффхёйзер 417
6. Палеозой Магдебургского района 418

Стр.

7. Верхний палеозой Гарца и Восточно-тарнской предгорной страны 419
а) Порядок отложений (419). b) Общие выводы (422).
8. Полезные ископаемые Гарца и его восточных предгорий . . . 423
Литература 430

Главы VIII—X. Богемский массив 432

Глава VIII. Богемское центральное ядро 434

A. Молданубская глыба 435
1. Восточное крыло 435
а) Австрийский лесной район (435). b) Восточная пограничная слюдисто-сланцевая зона и звратская антиклиналь (438).
2. Центральная часть (Шумава и Богемско-моравская холмистая страна) 440
3. Западное крыло (Баварский лес, Богемский лес, Верхний Пфальц) 443
4. Внешний гранитный венец 446
5. Внутренний гранитный венец 450
B. Баррандов палеозой (Древне-палеозойские горы средней Богемии) . 452
1. Докембрий 453
2. Кембрий 455
3. Ордовиций 457
4. Готландий 460
5. Девон 464
6. Эпейрогенез в баррандовом палеозое 469
7. Интрузии и тектоника в баррандовом палеозое 471
8. Железные горы 476
C. Значение богемского ядра 480
D. Поздний палеозой внутренней Богемии 485
E. Полезные ископаемые внутренней Богемии 491
Литература 499

Глава IX. Восточный и северо-восточный края Богемского массива . . 503

A. Система восточных Судет 503
1. Обзор 503
2. Додевонский цоколь 504
а) Изверженный массив Брно (504). b) Тасский гнейс (505).
3. Древне-палеозойский плащ 506
а) Девон (506). b) Нижний карбон (510). c) Верхний карбон верхней Силезии (513).
4. Метаморфическая западная кайма 519
а) Моравские купола (519). b) Восточные Судеты в узком смысле слова (527).
5. Палеогеографический обзор 533
6. Основные черты тектоники 536
7. Варисская заключительная фаза в восточных Судетах . . . 541
B. Система западных Судет 543
1. Обзор 543
2. Стратиграфия 545
3. Региональный обзор 555
4. Палеогеографическо-тектонический обзор 570
C. Полезные ископаемые восточных и западных Судет 574
Литература 584

Глава X. Северо-западный край Богемского массива (Саксо-тюрингенские горы) 588
1. Очертание и деление 588
2. Стратиграфия 589
а) Достоверный и предположительный докембрий (589) b) Кембрий (590). c) Ордовиций (591). d) Готландий (593). e) Девон (594).

f) Нижний карбон (598). g) Верхний карбон (600). h) Красноцветная толща (601).
3. Палеогеографический обзор 603
4. Региональное описание 606
a) Южная седловая полоса (Пихтовые горы — Рудные горы) (606). b) Фогтландская мульда и ее кристаллические ядра (612). c) Внешние складки и Гранулитовые горы (618). d) Граница с западными Судетами (624). e) Внутренние впадины (626).
5. Тектонический обзор 627
6. Тюрингенский лес 632
a) Дошермское основание (632). b) Красноцветная толща (634). c) Общая сводка (637).
7. Полезные ископаемые Саксо-тюрингенской области 637
Литература 652

Глава XI. Польское среднегорье (Свентокшижские горы, Лысая гора) . 655

1. Стратиграфия 655
2. История развития 664
3. Тектоника 666
4. Полезные ископаемые Польского среднегорья 668
Литература 669

Глава XII. Синтез палеозоя Средней Европы 669

1. Зональная структура вариссид 669
a) Молданубский комплекс (671). b) Саксо-тюрингенская зона (677). c) Рено-герцинская зона (682). d) Общие выводы (688).
2. Северо-германская низина в палеозойском периоде и ее границы. 692
a) Шонен и Боргольм (692). b) Палеозойское развитие Северогерманской глыбы (697).
3. Развитие внутренних впадин и вариская заключительная фаза. 701
4. Распределение месторождений полезных ископаемых в Средней Европе 709
Литература 713

Приложения:

1. Список географических названий в параллельной русской и иностранной транскрипции 720
2. Указатель авторов 731

Таблица I. Кембрий в Средней Европе.
Таблица II. Силур в Средней Европе.
Таблица III. Девон в Средней Европе.
Таблица IV. Карбон в Средней Европе.

БИБЛИОТЕКА
Геологического Ин-та
Арм. Фил. Ак. Наук СССР

Ответственный редактор *А. П. Герасимов.* Технический редактор *Р. Аронс.*
Корректоры: *С. И. Раевская* и *М. А. Михайлова.*

Сдано в набор 13/IV 1935 г. Подписано к печати 20/VIII-35.
Формат 62 × 94. Учетно-авт. л. 62 Ленгорлит № 22 553
Издат. № 59. Тираж 4000. Заказ № 507.
Бум. лист. $23^1/_8 + 5$ вклеек. Тип. зн. в 1 бум. л. 96.288.

2-я типогр. ОНТИ им. Евгении Соколовой. Ленинград, пр. Красных Командиров, 29.

Таблица I

КЕМБРИЙ В СРЕДНЕЙ ЕВРОПЕ

	Норвегия	Англия	Черная гора	Шонен	Богемия	Польское среднегорье	Франкенвальд, Лаузиц
Верхний	2d. *Peltura scarabaeoides* *Sphaeropht. alatus* 2c. *Eurycare latum* 2b. *Parabolina spinulosa* 2a. *Agnostus pisiformis*	4. *Peltura scarabaeoides* 3. *Agnostus trisectus* 2. *Orthis lenticularis* 1. *Parabol. spinulosa* Нижние *Lingula-flags* с *Lingulella davisii* и *Agnost. pisiformis*	Песчаные сланцы	24. *Parab. heres* 23. *Peltura scarabaeoides* и *Sphaer. alatus* 22. *Ctenopyge* 21. *Euryc. angustatum* 20. *Euryc. latum* 19. *Parabol. spinulosa* 18. *Olenus truncatus* 17. *Agnost. pisiformis*	$C\gamma$ Изверженная серия Кшивоклята-Рокычаны и конгломерат Бжезовой горы	10. Сланцы и кварцит с *Pelt. scarab.* и *Sph. alatus* 9b. Сланцы и кварцит с *Beltella Samsonovicsi* и *Eurycare* 9a. Сланцы и кварцит	? Эруптивы ? Дубравский кварцит ? Дёбрасский песчаник
Средний	1d. *Paradox. Forchhammeri* 1c. *Paradox. Tessini* (*Paradox. oelandicus*) 1b. Только в Швеции	*Paradox. davidis* *Paradox. hicksi* = *Paradox. rugulosus* *Dorypyge Lakei* Минэв *Paradox. aurora* = *Paradox. Groomi* *Paradox. solvensis* *Paradox. harknessi* Сольва	Сланцы с *Paradox. Forchhammeri* Сланцы с *Conocor. coronata* и *Paradox. rugulosus* Археоциатовый известняк	16. *Agnost. laevigatus* 15. Андраровый известняк с *Paradox. Forchhammeri* 14. Гиолитовый известняк 13. *Agnost. Lundgreni* 12. *Paradox. davidis* 11. *Conocor. aequalis* 10. *Agnost. rex* 9. *Agnost. intermedius* 8. *Microdiscus scanicus* 7. *Conocor. exsulans* 6. *Agnost. atavus* 5. Известняк с трилобитами 4. Сланцы с брахиоподами	$C\beta_3$. Конгломерат Возника $C\beta_2$. Сланцы Скрей *Conoc. coronata* *Ellipsoc. Hoffi* $C\beta_1$. Ортисовый песчаник $C\alpha_4$. Конгломерат Тшемошны и сланцы Милеча *Paradox.*, *Ellips. vetustus*	8b. Песчаник с *Ellipsoc. polytomus* 8a. Песчаник с *Paradox. Tessini* 7. Песчаник немой	Фауна Пресека Краевые и красные сланцы Липпертсгрюна с *Conocor. coronata*
Нижний	Отсутствует 1bβ *Strenuella Linnarssoni* 1bα. *Holmia Kjerulfi* 1aβ. *Volborthella tenuis* 1aα. *Discinella Holsti*	*Protolenus*, *Microdiscus* *Callavia callavei* Оленеллусовый горизонт с *Kutorgina*	Песчаник с *Kutorgina*	Отсутствует 3. Фосфоритовый песчаник с *Acrothele bellapunct.* 2. Граувакка с *Holmia Kjerulfi* 1. Базальный песчаник с *Olenellus Torelli* Песчаник Гардаберга	$C\alpha_4$. Граувакка Садека $C\alpha_2$. Конгломерат Глубоша $C\alpha_1$. Конгломерат Житеча	6. Сланцы с *Protolenus Radegasti* 5. Сланцы с *Ellipsocephalus St. Cruzensis* 4. Песчаник с *Strenuella Kiaeri* 3. Песчаник с *Strenuella Kiaeri* и *Holmia* 2. Сланцы с *Holmia Kjerulfi* 1. Сланцы с *Volborth. tenuis* и *Torellella laevigata*	*Microdiscus* cf. *speciosus* в Лаузице

Таблица II

СИЛУР В СРЕДНЕЙ ЕВРОПЕ

Готландий

Нормальное деление Англии	Норвегия, Осло	Шонен	Готланд и Швеция	Эстония	Бретань	Артуа и Арденны	Средняя Германия	Богемия	Польское среднегорье	Черная гора
Верхний даунтон = жединский ярус См. в девоне	Горизонт 10 Песчаники	Горизонт Рамзоза Красные песчаники с лингулелловыми известковыми сланцами с *Phacops Downingiae*	Готланд Известняк Зундре	Отсутствует ?	?	Псаммит Льевэн Сланцы Мондрепюи Конгломерат Фрепэн	?	Лохковский известняк $e\gamma$ *Monogr. hercynicus* Черные трилобитовые сланцы с *Spir. inchoans*	? Сланцы Червонной горы	? Песчаник с криноидеями
Нижний даунтон = верхний лудлоу Верхне-уайтклиффские слои Нижне- „ „	Горизонт 9. *Spir. elevatus* 9g. *Leperd. norwegica* 9f. *Favosites*	Светлые песчаники Сланцы с *Hom. Knighti*	Известняк Хамра Песчаник Бургсвик			Несогласие Граувакка Дрокур Известняк Анжер		Тонкослоистый известняк Толстослоистый известняк	Доломит Лещины	
Верхний салоп = нижний лудлоу 36. *Monogr. leintwardensis* 35. „ *tumescens* 34. „ *scanicus* 33. „ *Nilssoni* 32. „ *vulgaris*	9e. Верхний. *Chonetes striatella* 9d. *Spir. elevatus* 9c. Верхний. *Leperd. phaseolus* 9b. Нижний. *Leperd. phaseolus* 9a. *Atrypina Angelini*	Сланцы с *Colonus* Зона с *Gothograptus nassa* и *Cardiola interrupta*	Мергель Эке Мергель Хемсе Известняк Клинтеберг Мергель Мульде	Верхн. эзельская группа K	Слои с *Bolbozoe* *Avicula glabra* *Monogr. clavulus* „ *Salweyi* „ *Nilssoni*	Известняк Льевэн *Monogr. Nilssoni*	? Эльберерёйтский извест.	Буданский известняк $e\beta$ *Monogr. ultimus* „ *transgrediens* Дубицусовые слои Бутовиц ea_3 *Monogr. colonus* „ *testis* (может быть уже 31) Приодоновые слои Мотола ea_2	Граувакка Невахлова Сланцы с *Cardiola interrupta*	Серые известняки
Нижний салоп = уэнлок 31. *Cyrtogr. Lundgreni* 30. „ *rigidus* 29. „ *Linnarssoni* 28. „ *symmetricus* 27. *Monogr. riccartonensis* 26. *Cyrtogr. Murchisoni*	Горизонт 8. *Spir. plicatellus* 8d. *Leperd. baltica* 8c. *Rhynch. cuneata* 8b. *Leperd. Hisingeri* 8a. *Cyrtia exporrecta*	Горизонт с *Cyrtograptus* *Cyrt. Carruthersi. Mon. testis* „ *rigidus* *Monogr. riccartonensis* *Cyrtogr. Murchisoni*	Известняк Халла Группа Слите Группа Тофта Известняк Хёгклинт Верхний мергель Висби | Швеция *Retiolites* Нижний мергель Висби | Сланцы	Нижн. эзельская группа I	Ампелит Полинье *Cyrtogr. rigidus* *Monogr. riccartonensis* *Retiolites Geinitzi* Фтанит Анжу	*Retiolites Geinitzi*	Верхн. квасцовые сланцы Нижние квасцовые сланцы и охристый известняк	Сланцы Збжа *Monogr. riccartonensis* *Cyrtogr. Murchisoni*	Битуминозные сланцы
Верхний валент = верхний ландовер = таранион 25. *Monogr. crenulatus* 24. „ *griestoniensis* 23. „ *crispus* 22. „ *turriculatus* *Rastrites maximus*	Горизонт 7. *Pentam. oblongus* Верхние сланцы = с *Crotalocrinus* $7c\gamma$ *Stricklandinia lirata* $7c\beta$ Нижн. сланцы = с *Crotalocrinus* $7c\alpha$ Коралловый известняк $7b\beta$ *Pentamerus oblongus* $7b\varepsilon$ „ *borealis* $7a$ Сланцы с *Rastrites*	*Lapworthi* „ *spiralis* „ *Grayi* Пробел ниже средний ордовиций Сланцы с *Rastrites* *Mon. turriculatus* „ *runcinatus* *Monogr. runcinatus*	Сланцы Висби *Pent. esthonus* II Слой Рай-Кюлль G_2 *Pentam. borealis* G_2 *Mon. exiguus*					*Monogr. spiralis* Диплограптусовые сланцы Желковиц ea_1 *Monogr. turriculatus* *Rastrites Linnei*	? Более глубокие зоны	? Более глубокие зоны
Нижний валент = нижний ландовер = биркхилл 21. *Monogr. Sedgwicki* Подзона *Cephalogr. cometa* 20. *Monogr. convolutus* 19. „ *gregarius* Подзона *M. argenteus* „ „ *triangulatus* „ „ *fimbriatus* 18. *Monogr. cyphus* 17. *Mesogr. modestus* и *Orthogr. vesiculosus* 16. *Cephalogr. acuminatus*	Горизонт 6. *Stricklandinia lens* 6c. *Rhynch. decemplicata* 6b. *Rhynch. Waeveri* 6a. *Leptocoelia haemisphaerica*	*Mon. Sedgwicki* *Ceph. cometa* *Diplogr. folium* *Monogr. gregarius* „ *cyphus* *Orthogr. vesiculosus* *Cephalogr. acuminatus*	*Mon. Sedgwicki* *C. cometa* *D. folium* Частью пентамерусовый известняк *M. triangulatus* Кварциты с *Phacops elliptifrons*	Слой Ёрден G_1 Отсутствует	Песчаники Бури-де-Конт	Граптолитовые сланцы с эффузивными породами	Кремнистые сланцы	*Rastrites peregrinus* *Orthogr. vesiculosus*	неизвестны	отсутствуют

Ордовиций

Ашгиллий 15. *Dicellograpt. anceps* 14. „ *complanatus*	Горизонт 5 5b. *Meristella crassa* 5a. Гастроподовые слои Горизонт 4. Тринуклеусовые слои 4c. Слои с *Isotelus*	Слои с *Dicellograptus* ? *Dicellogr. complanatus*	Известняк с *Leptaena* Тринуклеусовые слои Слои с *Staurocephalus* Слои с *Trinucleus*	Боркхольмские слои F_2 Ликхольмские слои F_1	Зона с *Orthis Actoniae* Кэрамерский песчаник	Граувакки	Кожистые сланцы	Граувакки Здицы $d\zeta$ Косовский кварцит $d\zeta_2$ Сланец Кралева Двора $d\zeta_1$	?	Известняк с цистидеями
Карадок 13. *Pleurogr. linearis* 12. *Dicranogr. Clingani* 11. *Climacogr. Wilsoni*	4b. Слои с *Chasmops* 4a. *Didymogr. geminus*	*Pleurogr. linearis* *Dicranogr. Clingani*	Известняк с *Macrurus* Известняк с *Chasmops* Эхиносферитовый известняк	Везенбергские слои E Кегельские слои D_3 Евские слои D_1 Итферские слои C_3 Куккерские слои C_2 Эхиносферитовый известн.	*Trinucleus Seunesi*	Граувакки	Главный кварцит	Загоранские слои $d\varepsilon$ Нучицкие слои $d\varepsilon_2$ Хрустеницкая граувакка $d\varepsilon_1$	Цистидеевый известняк	Известковый сланец с *Orthis Actoniae*
Ландейло 10. *Climacogr. peltifer* 9. *Nemagr. gracilis* 8. *Glyptogr. teretiusculus*	Горизонт 3 3cγ. Ортоцератитовый известняк	*Nemagr. gracilis* *Diplogr. putillus* „ *Linnarssoni* *Glossogr. Hincksii*	Горизонт с *Asaphus* Известняк с *Ancistroceras* Известняк с *Centaurus* Известняк с *Platyurus*	Вагинатовый известняк *Asaph. Eichwaldi* *Asaph. raniceps*	*Trinucleus Bureaui* *Placoparia Tourmeninei* *Orthis Riberoi*	Граптолитовые	Верхний рудный горизонт	Драбовский кварцит $d\delta$ Слои Осека и Квана $d\gamma$	Мойчский известняк	*Asaphus Fourneti* *Synhomalonotus Tristani*
Аренниг-скиддав 7. *Didymogr. Murchisoni* 6. „ *bifidus* 5. „ *hirundo* 4. „ *extensus* 3. *Dichograptus*	Слои с *Didymograptus* 3cβ. Известняк с *Expansus* 3cα. Известняк с *Megalaspis* 3b. Сланцы с *Phyllograptus*	*Didym. geminus* *Phyllogr. typus* *Isograpt. gibberulus* *Phyllogr. angustifolius* *Didymogr. balticus*	Известняк с *Gigas* Известняк с *Asaphus* Известняк с *Limbata* Известняк с *Planilimbata*	*Asaphus expansus* Глауконитовый известняк *As. lepidurus* „ *Broeggeri* *Meg. limbata* и *planil.*	*Didymogr. Murchisoni* Арморикапский песчаник	сланцы	Грифельный сланец Нижний рудный горизонт	Добротивские слои $d\gamma_2$ Светлые известняки $d\gamma_1$ Комаровские слои $d\beta$	Песчаник Буковки	Лингуловый песчаник
Тремадок 2. *Bryograptus Callavei* 1. *Dictyonema sociale*	3aγ. Известняк с *Ceratopyge* 3aβ. Сланцы с *Ceratopyge* 3aα. *Symphysurus incipiens* 2e. Диктионемовые сланцы	*Tetragr. phyllograptoides* *Bryograptus Kjerulfi* „ *Hunnebergensis* *Dictyon. flabelliforme*	Цератопигиовый известняк „ сланец Оболовый песчаник	Глауконитовый песок Диктионем. сланец | Оболовый песчаник	Отсутствует	Сальмский горизонт	Фикодовые слои	Крушнагорские слои $d\alpha$ $d\alpha_3$ Олешнские слои $d\alpha_2$ Граувакки $d\alpha_1$ Тшеницкий конгломерат	Глауконитовый песчаник Меджигожский песчаник	Сланцы с *Asaphelina Miqueli* Сланцы с *Euloma Filacovi*

Таблица III

ДЕВОН В СРЕДНЕЙ ЕВРОПЕ

Горизонты	Ископаемые зоны	Древняя красная фация	Девоншир	Корнуол	Бретань	Черная гора	Арденны	Рейнские сланцевые горы		Богемия	Франкенвальд	Западные Судеты	Восточные Судеты и впадины	Польское среднегорье
Верхний девон														
VI V IV III II — фаменский ярус	*Wocklumeria Denckmanni* β) *Laevigites laevigatus* α) *Laev. hoevelensis* β) *Platyclymenia valida* α) *Pl. annulata* β) *Prolobites delphinus* α) *Pseudocl. Sandbergeri* β) *Cheiloc. enkebergense* α) *Ch. subpartitum*	Бурая порода (браунштон) песчаники с *Holoptychius nobilissimus* и т. д.	Слои Бегги—Марвуд Песчаник Пиквелл-Даун Морте — сланцы Ильфракомбские — слои	Слои Петеруин Песчаники с *Laevigites* и сланцы с *Spir. Verneuili*	Глины с *Wocklumeria* и *Laevigites* Сланцы Ростеллека Сланцы Траульорса	Мрамор (marbres griottes)	Сланцы Эвьё с *Arch. hibernica* Сланцы Монфор Песчаник Энё Песчаник Кондроз	Фоглейская глина и пёнский песчаник		Отсутствует	Линзовидные известняки с *Kalloclymenia* Линзовидные известняки с *Laevigites* Линзовидные известняки с *Platyclymenia* Серые известняки с *Pseudocl. Sandbergeri* Волокн. известняки с *Ch. ultimum* „ „ с *Ch. subpartitum*	Голубовато-серые известняки и глинистые сланцы Желваковый известняк с климениями Голубовато-серые и красные известняки с *Postprolobites* Сланцы с *Posid. venusta* / Главный известняк с *Euomphalus, Pillipsastraea*	Сланцы с *Entomis serratostriata* Черные климениевые известняки Остракодовый известняк Темные известняки внизу с *Cheiloceras*	Пестрые и кремнистые сланцы Сланцы и криноидные известняки Сланцы и известняк Темные мергели Лаговские слои
I = франский ярус	δ) *Crickites Holzapfeli* γ) *Manticoc. cordatum* β) *Manticoc. nodulosum* α) *Pharcic. lunulicosta*		Ильфракомбские слои	Известняк с *Mant. intumescens* Сланцы с *Tornoceras auris*	Сланцы Траульорса	Красные известняки	Сланцы Матань Франский известняк Фроменские сланцы	Ипридиновые сланцы Ибергские известняки с *Rhynch. cuboides* и кремневыми сланцами	Известняки с неденскими сланцами Эстрихский известняк Бюдесгеймский сланец Флинц и сланцы с *Pharciceras*	? *h* Сланцы Srbsko частично	Брахиоподовые известняки и волокнистый известняк с гониатитами Диабазы и шальштейны	Известняк с *Rh. cuboides* конгломерат с сферокодиями / Отсутствует	Известняки с *Productella* и *Spir. Verneuili*, отчасти интумесцентовые слои	Массивный известняк Кадзельны Плитчатый известняк с *Amphipora*
Средний девон														
Верхний стрингоцефаловый известняк = верхний менецератовый горизонт = в. живетский ярус	*Agoniatites fulguratus* *Agoniatites discoides* или *Lialithophyllum*	Джон о'гротские песчанки с *Dipterus macropterus*	Хэнгменские песчаники	Известняки с *String. Burtini*	?	Известняки Пик	Сланцы и известняк с *Spir. mediotextus*	Известняк Эскесберга с *Actinostroma* Швельмский известняк с *Amphip. rimosa* Хонзельские слои	Флинц	? ? Сланцы Srbsko или Гостима частично	? *h* Тентакулиты и перелты	Отсутствует	Коралловый известняк Амфипоровый известняк / Тентакулиты	Строматопоровый известняк / Вонючий известняк Шидлувки Свентомажские сланцы
Нижний стрингоцефаловый известняк = нижний менецератовый горизонт = н. живетский ярус	*Sparganophyllum* *Stenophyllum* *Leptoinophyllum* и *Anarcestes Rouvillei*	Группа Сёрсо с *Coccosteus minor* Зона Ахаппаррас			?		Сланцы и известняк с *Spir. undiferus* и *Cyathoph. quadrigeminum*	Известняк Одергауз *Newberria caiqua* Диабаз и шальштейн	Сланцы Ленне = тентакулитовые слои				Темные стрингоцефаловые известняки / Сланцы	Амфипоровый и гексагоновый известняк / Сержавские слои Криноидный известняк
Кальцеол. горизонт = анарцест. горизонт = в. эйфельский ярус = в. горизонт Кувэн	*Domophyllum* и *Foordites occultus* *Keriophyllum* и *Anarcest. lateseptatus* *Astrophyllum*, *Anarcestes Wenckenbachi* / *Ignophyllum*	Переходные слои Группа Уик-флагстон	?	Сланцы с *Calceola sandalina* и *Spir. curvatus*	Сланцы Порсген	Известняк Белльрад	*Sp. ostiolatus* *Sp. speciosus*	Известняк Гюнтероде Баллерсбахский известняк Грейфенштейнский известняк / Кератофир	Хобрэкские слои Виссенбахские сланцы	$g\gamma$ — известняки Глубочепа $g\beta$ — тентакулитовые сланцы Далейе $g\alpha_2$ — известняки Злихова $g\alpha_1$ — известняки Прокопа	Желваковые сланцы с кораллами Черные глинистые сланцы	Отсутствует	Отсутствует частично / Известняк с *Anarcestes* Диабаз и шальштейн	Брахиоподовый мергель Массивные доломиты Известняк Домбровы Гжегожевицкие сланцы
Нижний девон														
В.-кобленцский ярус = слои со *Sp. cultrijugatus*	Верхние культриюгатусовые слои Нижние культриюгатусовые слои со *Sp. paradoxus*	Базальная группа на севере = слоям Сини на юге	?	Стаддонские песчаники частично	Граувакки Фре	Мергели Валь-д'Изер Известняки верхнего кобленца	*Dielasma loxogona* *Uncin. Orbignyanus* *Spir. cultrijugatus* Граувакка Вильца Сланцы Клерво	*Uncin. Orbignyanus* *Spir. speciosus* *Pentamerus Oehlerti* *Spir. macropterus* *Spir. paradoxus*	Дальманитовые слои	$g\alpha_2$ — известняки Сливенца	Отсутствует	Отсутствует	? Песчаник	Кльенский песчаник с *Spir. paradoxus* или плакодермовый песчаник
Н.-кобленцский ярус = горизонт со *Sp. hercyniae*	*Sp. hercyniae* *Sp. carinatus* Слои с *Sp. Decheni*	Роговики с *Pteraspis rostratus* = слоям Кармилли и Кэйрикоппан	?	Стаддонские песчаники частично ? верхние слои Мэдфут	Слои с *Athyris undata*	Доломит с нижне-кобленцской фауной	Граувакка и сланцы Вирэ	*Spir. Hercyniae* и *Tropidoleptus rhenanus* *Spir. Nerci* и *Palaeosolen costatus* *Prosocoelus Beushauseni* *Spir. Decheni* и *Spir. assimilis*	Известняки и известковые граувакки (группа Эрбслох) с *Sp. hercyniae*	*f* частично	Отсутствует	Отсутствует	Песчаники Вюрбенталя	Отсутствует
Зигенский ярус или слои с *Rensselaeria*			Линтонские слои с *Sp. primaevus*	Нижние слои Мэдфут	Песчаник с *Orthis Monnieri*	?	Свита Уффализ = граувакке Монтиньи песчаника Анор	Зигенские слои / Сланцы Хунсрюка Кварцит Таунуса	Тентакулитовые слои	*f* частично = = коньепрусский известняк	Отсутствует	Отсутствует	Отсутствует	Отсутствует
Жединский ярус		Черепичные сланцы Песчаник Даунт. замка Лудловские слои с костями	Песчаники форланда с *Psylophyton*	Дартмутские сланцы с *Pteraspis*	Плугастельский песчаник с *Grammysia*	Песчаники с криноидеями	*gc* Слои Ст.-Юбэр *gb* Слои Уаньи *ga* Слои Мондрепюи *ga* Конгломерат Фрепэн	? Слои Верзе		$e\gamma_3$ — черный трилобитовый известняк				

Таблица IV

КАРБОН В СРЕДНЕЙ ЕВРОПЕ

Деление по зонам	Англия	Франция: Центральное плато, Бретань	Франция: Паралические на СВ	Бельгия	Вестфалия	Саарская область	Средняя Германия Верхняя Богемия	Нижняя Силезия	Верхняя Силезия Запад	Верхняя Силезия Восток	Подмосковный бассейн	Флоры по Залесскому и по работам б. геологического комитета	Донецкий бассейн по Лебедеву
Стефанский ярус													
Odontopteris minor 3		Каламодендроновый горизонт				Верхне-оттвейлерские слои	Веттинские и шлан-куновские слои	Радовенцкие слои			Швагериновый горизонт	Араукаритовый песчаник PC_1 — IX флора C_3^3 — VIII флора	C_3^3 *Schwagerina princeps*
Linopteris Germari 2b *Mixoneura neuropteroides* 2a		Слои Ст.-Этьенн				Средне-оттвейлерские слои	Мансфельдские отчасти и тейницкие слои	Гексенштейнские аркозы			Гжельский горизонт с *Omphalotrochus Whytnei*	C_3^2 — VII флора	C_3^2 *Spirifer carnicus*
Pecopteris lamuriana 1	? Рэдсток частично	Горизонт Рив-де-Жир				Верхние тощие угли Гольцский конгломерат	Мансфельдские и верхне-грилленбергские слои = светлым песчаникам	Швадовицкие слои					*Productus cora* C_3^1 *Aviculopecten Verbeecki*
Вестфальский ярус													
Mixoneura ovata C3 *Pecopteridium Defrancei* C2 *Neuropteris tenuifolia* C1 В основании: *Anthracoceras aegiranum* Vδ	Рэдсток или верхняя продуктивная угленосная свита (Coal measures) Стаффорд	Слои Мольер Слои Ганьэр	Свита Брюэй	Свита Фленю	Писбергские слои Верхний газово-пламенный уголь	Верхние пламенные угли Зульцбахские слои или верхние жирные угли	Нюршанские слои, нижне-грилленбергские слои и кладно-пильзенские слои — —	Верхне-шацларские слои	Хельмские слои Ожешские слои Николаевские слои			C_3^1 — VI флора	C_2^2c — *Fusulina longissima* C_2^2b — *Anthracoceras discus*
В основании: *Gastrioceras katharinae* B Vγ	Вестфаль = Иорк = средняя продуктивная свита		Свита Анзен	Свита Шарлеруа	Нижний газово-пламенный уголь	Ротгельские слои = нижним жирн. углям	—	Нижне-шацларские слои = висячей полосе вейштейнских слоев	Рудавские слои Седловые угольные пласты		Московский ярус или	C_2^6 — V флора C_2^5	C_2^2a — *Spir. supramosquensis, Sp. Doni* C_2^1c — *Chaetetes radians*
Gastrioceras Listeri Vβ *Gastrioceras subcrenatum* A Vα	*G. Listeri* Галифакс = ланарк частично *G. subcrenatum* *G. cumbriense* = нижняя угленосная свита	Слои Шантонней	Свита Викуань	Свита Шатлэ	Жирные угли Верхние тощие угли			? Вейштейнские слои ? Отсутствуют	Рёмерский горизонт Верхне-остравские слои		средний карбон с	C_2^4 — IV флора C_2^3 — III флора C_2^2	C_2^1b — *Carbonicola acuta* *Gastr. Listeri* C_2^1a частично
Намюрский ярус													
Gastrioceras rurae IVε *Eumorphoc. superbilingue* IVδ „ *bilingue* IVγ „ *reticulatum* IVβ „ *inconstans* IVα *Glyphioc. leodicense* IV/1 = *Eumorph. pseudobilingue*	Жерновой песчаник = мароден Киндерскаут Сабден Грассингтон	Слои Музейль	Свита Флин	Анденская свита	Нижние тощие угли Безугольные слои Квасцовые сланцы			? Перерыв Вальденбургские слои лежачей полосы	Нижне-остравские слои Безугольный песчаник Голоножский песчаник	Серпуховский ярус	*Spirifer mosquensis* Тригоналисовые слои с *Spirifer trigonalis*	C_2^1 C_1^5 — II флора C_1^4	C_2^1a частично *Iterinopecten papyraceus* C_1^2c Мандрыкинская зона C_1^2d Бешевская зона *Eum. reticulatum*
Визейский ярус													
Glyphioceras spirale III = *Homoceras coronula*	*Homoc. coronula* *P* отчасти *Gl. sphaericum* или D_2	Слои Лаваль	3. *Productus latissimus*	Верхний известняк Анэ	Квасцовые сланцы			? Перерыв	Вагштадтские слои Грацские граувакки Известняк с *Productus latissimus*		Криноидная зона	C_1^3 — I флора	C_1^2e — Кальмиусская зона *Prod. latissimus*
Glyph. striatum IIIβ = *Homoc. Burhennei*	*Glyph. crenistria* D_2=*Lonsdaleia floriformis* *Beyr. micronotum*		2. *Productus giganteus*	Большая брекчия	Плитчатый известняк			Глинистые сланцы и конгломераты	Сланцы		Стриатовый известняк с *Prod. striatus*		C_1^2b — Донецкая зона *Prod. giganteus*
Glyphioceras crenistria IIIα = *Münsteroceras truncatum*	*Beyr. hoddrense* D_1 = *Dibunophyllum* θ ? *Prolec. compressus* S_2=*Lithostrotion Martini* S_1 = *Seminula gregaria* C_2 = *Cyathophyllum* φ	Известняк Саблé	1. *Prod. undatus* *Prod. cora* *Prod. sublaevis* *Davis. llangolensis*	Нижний известняк Анэ Нэффский известняк Доломит на Даве Динантский мрамор	Кремнистый известняк			Кульм с линзами каменноугольного известняка	долины Моры *Prod. cora* *Prod. sublaevis*		Стигмариевые слои Подмосковная угленосная свита		C_1^2a — Стильская зона с *Prod. giganteus* var. *donaicus*
Турнэйский ярус													
Pericyclus Kochi IIγ	Codden-Hill Scherts C_1 = *Can. cylindrica* Z_3 = *Zaphr. cornucopiae*	В Бретани неизвестен В Морване наверху известняки, внизу граувакки	Астьерский горизонт	Селльский горизонт d) *Spir. tornacensis* c) *Zaphr. délanouei* b) *Sp. octoplicata* a) *Prod. niger*	Лидиты и нижние квасцовые сланцы			Известковые линзы на востоке и наземная свита на западе	Отсутствует частично		Черышинский известняк с *Spir. tornacensis, Prod. mesolobus, Spir. octoplicata* Упинский известняк с *Prod. niger, Sp. medius*		C_1^1b Волновахская зона *Sp. tornacensis* C_1^1a Каракубинская зона *Sp. medius*
Peric. plicatilis IIβ	Freming-ton beds Z_1 = *Zaphr. clathratum* K_2 = *Spirif. octoplicata* K_1 = *Prod. bassus*												
Peric. princeps IIα													
Этрёнгский ярус													
Protocan. geigenensis Iβ *Protocan. Lyoni* и *Gattendorfia* Верхний девон VII	Пилтонские слои *Km* = *Modiola lata*	Конгломерат с антрацитом в Бретани		*Spirifer strunianus*	Гангенбергские слои			Отчасти известняк с *Gattendorfia* у Эберсдорфа	Отсутствует частично Известняк с *Sp. praelongus*		Малевко-мураевнинский горизонт		*CD*—*Cythere tulensis* *Prod. fallax*

ОПЕЧАТКИ И ПОПРАВКИ

Страница	Строка		Напечатано	Следует	По вине
	Сверху	Снизу			
10	—	8	альгонка	альгонкия	Вычитчика
100	—	20	микстогнейсов	микрогнейсов	Редактора
104	4	—	фирма	форма	Типогр.
105	2	—	среднего кембрия, можно говорить об явственном обособлении шот-	брийских пород. Верхняя часть кварцитов и песчаников —	»
140	—	10	корралами	кораллами	Корр. Раевской
159	6	—	премское	пермское	Типогр.
180	5	—	нуол и Девон) и северо-западную Францию (Бретань—Нормандия)	ноугольных гор. Современная топография, третичные и поздней-	»
217	—	17	Граца	Гарца	Редактора
240	—	11	цистидеями	цистоидеями	»
268	2	—	из пелециод	из пелецинод	Типогр.
308	—	17—16	тритичные	третичные	»
340	—	7—6	дилювиально-	делювиально-	Редактора
376	2	—	анлиты	аплиты	Типогр.
380	—	14	Берхаупген	Бергхаупген	»
381	13	—	связного	связанного	Редактора
418	—	8—7	альгонк	альгонкий	»
456	21	—	на альгонке	на альгонкие	»
465	—	14	мнений	мненийские	»
474	14	—	разбита	развита	»
495	—	2	сильванитом	сильвинитом	»
521	11	—	фенокристы	фенокристаллы	»
534	—	11	(Грац)	(Гарц)	»
546	10	—	американский	армориканский	Корр. Раевской и Михайловой
555	—	14	дилювиальные	делювиальные	Редактора
590	—	18	вверх	выше	»
599	1	—	в высокой	в высшей	»

Зак. 507. — Геология Европы

Страница	Строка		Напечатано	Следует	По вине
	Сверху	Снизу			
612	2	—	по глубине	с глубиною	Редактора
624	22	—	альгонкий	альгонкский	Вычитчика
627	—	5	fm	Fe	Немецк. оригинала
628	17	—	уволочен	обточен	Редактора
635	23	—	антракозидами	антракозиями	»
635	—	13—12	антракозидами	*Anthracosia*	»
636	5	—	антракозиды	*Anthra osia*	»
650	16	—	флорит	флюорит	Корр. Раевской
658	20	—	цистидеями	цистоидеями	Редактора
665	18	—	где в верхах преобладают глинистоизвестковые осадки; центральная,	где серия часто начинается только с верхнего отдела среднего девона	Типогр.
666	—	25	мозозойским	мезозойским	Корр. Раевской
667	15	—	комбросилур	кембросилур	То же

Ц. 11р. пер. 1р. 50к.
ГР - 65 - 5 - 2
2670