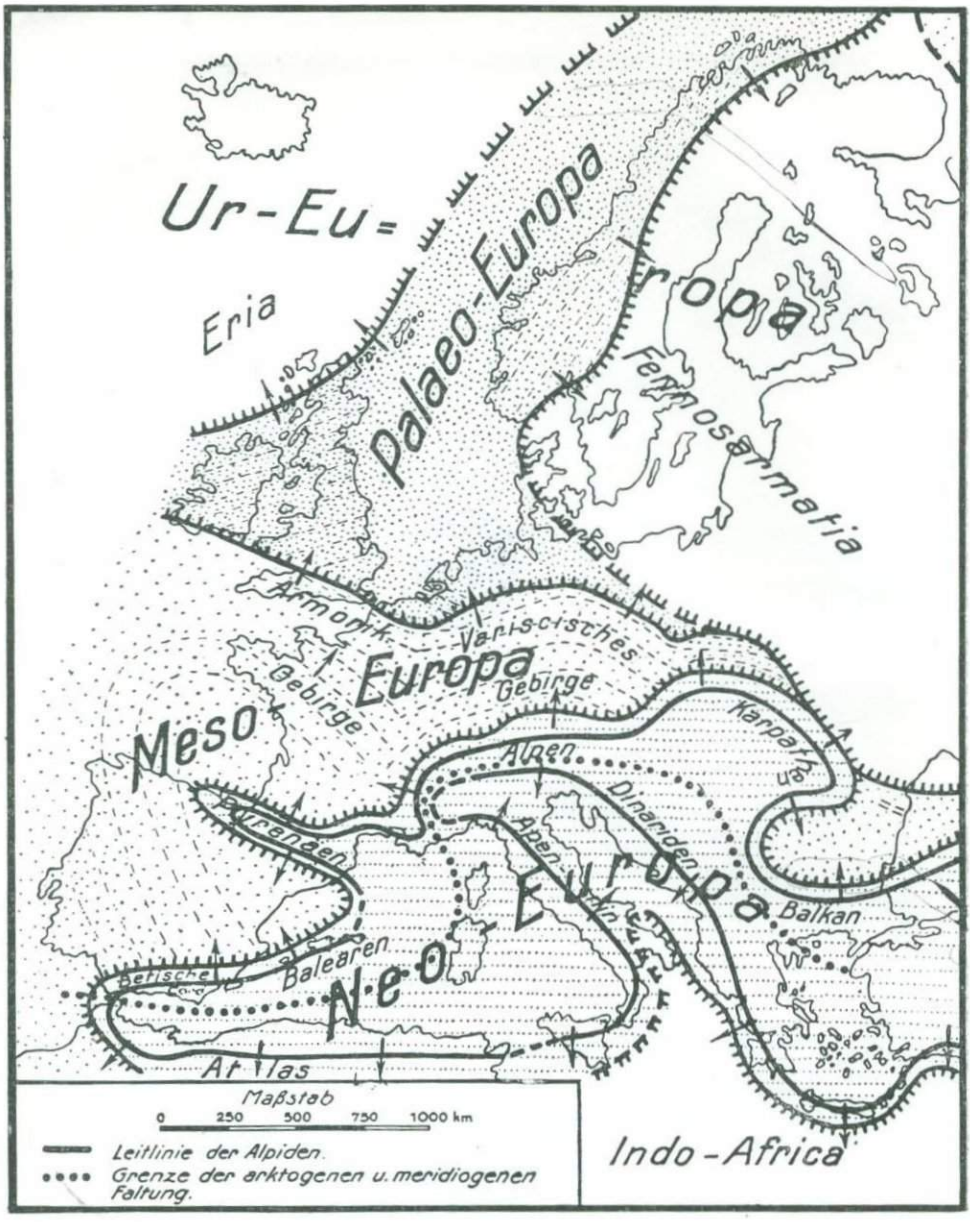
НАУКИ О ЗЕМЛЕ

М. Г. РУТТЕН

ГЕОЛОГИЯ ЗАПАДНОЙ ЕВРОПЫ





ГЕОЛОГИЯ

The Geology of Western Europe

M. G. Rutten
Professor of Geology State University of Utrecht,
Utrecht, The Netherlands

ELSEVIER PUBLISHING COMPANY
AMSTERDAM LONDON NEW YORK
1969

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

Фундаментальные труды зарубежных ученых по геологии, геофизике и геохимии

М. Г. Руттен

ЗАПАДНОЙ ЕВРОПЫ

Издательство
«МИР»
Москва
1972

УДК 550

ПЕРЕВОД С АНГЛИЙСКОГО

Г. И. Денисовой

В капитальной монографии подробно рассмотрены геологическое строение, тектоника и вулканизм всей территории Западной Европы, кроме Британских островов. Детально описаны северная Европа, Арденны, Рейнские Сланцевые горы, Арморикапский и Центральный массивы Франции, швейцарские, французские, Восточные и Южные Альпы, Пиренеи и Нижний Прованс, Юра, Бетская Кордильера, Иберийские горы, обширные низменности и нагорья Западной Европы. В своей сводке автор использует работы крупнейших исследователей отдельных регионов, широко цитирует французских, немецких, швейцарских, советских и других геологов, рисуя яркую картину геологии западной части нашего материка.

Это будет настольная книга каждого геолога регионального профиля. Ее смогут использовать как справочное пособие научные работники, преподаватели и студенты геологической специальности.

Редакция литературы по вопросам геологических наук

Инд. 2-9-3

ОТ РЕДАКЦИИ

Э. Зюсс, классик европейской геологии, автор знаменитого «Лика Земли», был первым и, вероятно, последним геологом, который отважился единолично свести воедино фрагментарные описания отдельных регионов нашей планеты.

Первый и пока последний полный обзор геологического строения небольшой части земного шара — Европы содержится в работах С. фон Бубнова (1926—1936 гг.). Автор настоящей книги, профессор Утрехтского университета (Нидерланды) М. Руттен, сознавая, какой титанический труд потребовался бы для осмысливания и корреляции разрозненных потоков новых сведений хотя бы по такому региону, как Европа, ограничил свою задачу анализом только некоторых районов и некоторых проблем и сузил рамки своего исследования до границ Западной Европы, точнее, до границ континентальной Западной Европы; Исландия и Британские острова оказались вне его поля зрения [1].

Сводка М. Руттена, как и большинство подобных обзоров,— работа компилятивная, поэтому автор, преследуя цель по возможности объективного освещения имеющихся данных и сохранения «духа» оригинальных публикаций, приводит обширные цитаты из трудов различных исследователей на том языке, на каком они писали. Сохранить это своеобразие в русском переводе книги по понятным причинам не было возможности. Аналогично в целях документальности и опять же объективности в анализе автор поместил графический материал (различные карты и разрезы) в оригинальном исполнении, т. е. надписи на них сохранены на соответствующем языке (немецком, английском, шведском, испанском, французском т. д.). Поскольку здесь особенно важна точная передача терминологии и различных оттенков в ней, редакция сочла нужным также сохранить документальность — карты и разрезы даны без перевода на русский язык. В конце концов читателю важно познакомиться не только с представлениями самого Руттена и его интерпретацией фактических данных, но и с самими фактами, которые позволят ему составить собственное мнение.

В кратком предисловии не место рассматривать районы материковой Западной Европы, освещенные автором, анализировать, почему одному он уделил много внимания, другой рассмотрел менее детально, важно отметить необычную группировку их на первый взгляд чисто географическую, а не геологическую. Действительно, районы сгруппированы в три подразделения: низменности и низкие плато, возвышенности, горные цепи. Но если взглянуть глубже, то окажется, что группировка эта геологическая по своей сути. Первая группа — наиболее сложная как в геоморфологическом (объединены низменности и плато), так и в геологическом (здесь развиты самые разнообразные структуры) аспектах. Вторая группа — возвышенности — тоже сложная, поскольку характеризуется, с одной стороны, однообразием новейшей истории (недавние поднятия блоков земной коры, обнажение пород

---

[1] Этот «пробел» частично восполняет выпускаемая издательством «Мир» одновременно с работой Руттена книга Дж. Беннисона и А. Райта «Геологическая история Британских островов».

фундамента), с другой — резким различием истории пород фундамента. Наконец, третья группа — горные цепи — в геологическом отношении наиболее однородная и связана только с альпийской орогенией. Такое подразделение позволяет автору внести известную систему в рассмотрение отдельных столь различных регионов.

Очень важно и ценно, что при описании того или иного района (автор соблюдает здесь традиционную в геологии последовательность — начинает обзор с древнейшего региона) отражены эволюция представлений о его геологической структуре, новый фактический материал и спорные проблемы. Конечно, автор высказывает и собственное мнение, свое представление о геологии каждого региона, вместе с тем он оставляет читателю возможность самому интерпретировать имеющиеся данные.

В общем книга Руттена представляет собой первый, после работ Бубнова, обобщающий и достаточно полный обзор геологического строения Западной Европы, знакомит читателя, и прежде всего студентов, на которых она рассчитана, с фактическим материалом, рассеянным в тысячах публикаций, с решенными и нерешенными проблемами в областях общей геологии, стратиграфии, тектоники, проблемами, часто основанными, как справедливо отмечает сам автор, лишь на различиях в образе мышления геологов. Важную помощь читателю окажет обширная библиография, в которой приведено большое количество работ именно тех исследователей, точки зрения которых отличаются от представлений самого Руттена.

ПРЕДИСЛОВИЕ АВТОРА

Эта книга — обобщение курса лекций по геологии Западной Европы, прочитанного мною во время командировки в Мичиганском университете в 1957/58 учебном году. Именно тогда я осознал, насколько разрозненна и обрывочна литература по геологии Европы и как сказывается на ней влияние языковых барьеров.

Несмотря на то что исходный материал — горные породы и их история — в Старом и Новом Свете в общем один и тот же, я был поражен различием во взглядах многих ученых Европы и Америки, что зачастую определяет разный подход к одной и той же проблеме и даже разную философию.

Основной причиной этого различия является то, что европейская геология старше американской, и то, что геологов в Европе меньше, чем в Америке. Европейская геология, хотя и самая молодая из естественных наук, возникла более двухсот лет назад [5], тогда как американской геологии нет еще и ста лет. Однако если геологические общества Европы насчитывают только сотни членов, то в геологических обществах Америки их тысячи.

Основным следствием указанных различий явилось то, что в Европе геология развивается медленнее и более склонна к созданию всеобъемлющих теорий. В то же время на той стороне океана развитие геологической науки имеет более стремительный, если не сказать взрывной, характер; вместе с тем американские геологи более склонны к описаниям.

В Европе геология с самого начала находилась в руках относительно небольшого круга академически настроенных профессионалов и любителей. Целью этих ранних исследований было получение фундаментальной информации по истории Земли. Прикладной характер европейская геология начала приобретать относительно недавно, когда началось изучение месторождений полезных ископаемых, которые ранее ею игнорировались.

Геологи прошлого интересовались проблемами, либо самыми насущными (например, составлением мелкомасштабной геологической карты), либо, что случалось гораздо чаще, самыми общими, такими, как происхождение Земли или же генезис гранитов. Их экстраполяции имели случайный характер, результатом чего явилось создание различных геологических школ, каждая из которых возглавлялась талантливым «maitre», у которого обычно возникали трения со столь же талантливыми представителями других школ.

Хотя противоречия в геологии сейчас не столь резки, как во время спора плутонистов с нептунистами, они все еще проявляются, хотя бы, например, в попытках определить, к какой школе принадлежит автор той или иной опубликованной работы.

Другим следствием различий в геологии Старого и Нового Света является разная философия стратиграфических исследований. В Европе всегда ставился вопрос: «Каков возраст этих отложений?», на который в большинстве случаев удавалось получить более или менее удовлетворительный ответ в результате детальных палеонтологических работ отдельных талантливых исследователей. В Америке же всегда интересовались прежде всего тем, «что́ это за отложения?». Именно поэтому европейская стратиграфия являлась хроностратиграфией, а американская — литостратиграфией. И даже, несмотря на то что в последние годы литостратиграфия, главным образом под влиянием американских ученых, внедряется и в Европе, европейские геологи всегда коррелируют литостратиграфические единицы с хроностратиграфическими.

Европейской стратиграфии мешает существование различных школ и местнически настроенных национальных геологических служб, что выражается в обилии различных местных наименований, которые вводятся для более или менее одних и тех же промежутков геологического времени.

Поэтому в процессе работы над книгой я стремился прежде всего создать общую картину геологии Западной Европы, в которой основной упор был бы сделан на противоречиях в современной геологии, противоречиях, основанных на различиях в образе мышления геологов.

Неизбежно проявляя субъективность в выборе рассматриваемых тем и их изложении, я тем не менее всегда пытался показать, когда и как следует ограничить применение тех или иных «фактов» или «теорий». В тех случаях, когда под влиянием собственных убеждений мне приходилось отдавать предпочтение какому-то определенному образу мышления, я старался включить в библиографический список как можно больше ссылок на работы представителей противоположного лагеря.

Совершенно очевидно, что в книге такого объема невозможно дать детальное описание геологии всей Западной Европы с приведением нужных карт и разрезов. Дни Зюсса,

когда один геолог мог писать обо всем «Лике Земли» [9—11], прошли. Потребовалась бы большая группа специалистов в области региональной геологии и по крайней мере несколько редакторов для того, чтобы свести воедино фрагменты региональных описаний для территории одной только Западной Европы.

Принимая во внимание успех региональных работ моего отца [7] и Бейли [1], я попытался ограничиться анализом только некоторых регионов и некоторых проблем, всякий раз отсылая читателя, желающего детальнее познакомиться с данным вопросом, к региональной литературе. Я полагаю, что именно таким путем можно осветить основные аспекты европейской геологии.

В своем обзоре я ограничился рассмотрением только некоторых частей континентальной Западной Европы. Исландия осталась вне поля зрения потому, что хотя в культурном отношении она и тяготеет к Европе, однако геологически принадлежит Атлантическому океану. От рассмотрения геологии Великобритании я отказался, она уже неоднократно рассмотрена в различных книгах и путеводителях, так что не имело смысла перефразировать содержащуюся в них информацию на новый лад.

Обзорная литература по региону в целом фактически ограничивается работами С. Бубнова [12—15]. Значительный объем информации по стратиграфии Европы содержится в работах Р. Бринкмана [4] и М. Жинью [6]. Последний из этих авторов рассмотрел также и проблемы более общего характера применительно к Альпам. Кроме того, мы располагаем многочисленными описаниями отдельных районов Европы, на которые я ссылаюсь в соответствующих главах книги.

В отношении обзорных карт дело обстоит значительно лучше, поскольку теперь мы располагаем отличной тектонической картой Европы, составленной под редакцией Н. С. Шатского и А. А. Богданова [2]. Однако объяснительная записка к этой карте не оправдала наших ожиданий, не только потому, что она представляет собой конгломерат данных различных авторов, но главным образом потому, что многие из этих авторов являются старейшинами геологии стран, которые они представляют, и манера изложения ими материала, бесспорно, старомодна.

Помимо тектонической карты Европы, которую должен иметь под рукой каждый занимающийся геологией этого континента, ему необходимы и хорошие словари. Для пополнения материала этих словарей информацией более общего плана я настоятельно рекомендую геологический словарь Шифердеккера [8], в котором геологические термины даны на английском, французском, немецком и датском языках, зачастую с кратким объяснением их значения. Для всех желающих изучать западноевропейскую литературу в подлинниках этот словарь совершенно незаменим.

Так же, как и при решении вопроса о том, какие области и какие проблемы геологии Западной Европы следует осветить в данной книге, я поступил и в отношении того, какие работы следует приводить в виде ссылок, а какие нет. Моей целью было выбрать те работы, которые дают представление о современном состоянии той или иной проблемы; на более ранние работы я ссылался только тогда, когда мне хотелось показать идеи в их развитии.

Таким путем я попытался воссоздать картину наших знаний геологии Западной Европы в целом. При этом я отнюдь не отрицаю значения более ранних работ и изложенных в них фактов — просто составление более полных списков региональной литературы привело бы к чрезмерному увеличению библиографии.

Всякий, кто интересуется геологией определенного региона или развитием какой-либо идеи, легко найдет более полную библиографию в цитируемой мною литературе. При этом он обнаружит, что эффект «снежного кома» от наложения ранних и еще более ранних работ не так значителен, как можно было бы ожидать. Причина этого кроется в том, что число действительно классических работ невелико, а именно они и цитируются каждым последующим исследователем, работающим в данной области науки.

Каждый, кто возьмет на себя труд погрузиться в изучение более ранней литературы, неизбежно придет к заключению, что лучшие из исследователей прошлого уже «увидели то, что надо было увидеть». Это объясняется тем, что большинство старых мастеров геологии были чрезвычайно острыми наблюдателями. Их сочинения всегда содержали ценную описательную часть, которую легко удавалось отделить от их догматов, не выдержавших критики в ходе последующих дискуссий. В гл. 9 и 10 мы, например, покажем, что на одних и тех же (или почти одних и тех же) породах построен целый ряд теорий, последовательно отражающих развитие наших представлений о геологии Альп.

Что касается иллюстраций, то, если не считать оригинальных генерализованных карт, я заимствовал их из уже изданных работ. Хотя ряд рисунков перечерчен заново, а некоторые подрисуночные подписи видоизменены применительно к моему тексту, я все же надеюсь, что мне удалось сохранить «дух» [1] оригинальных публикаций. Поскольку

---

[1] «Дух» оригинальных публикаций Руттен сохраняет, не переводя на английский язык названия на рисунках и картах немецких, французских, скандинавских и других авторов и часто приводя отдельные цитаты на языке оригинала. Что касается рисунков и карт, мы сохранили принцип, принятый автором, т. е. поместили в книге оригинальные карты, не переводя надписи на них на русский язык, цитаты же в тексте все переведены.— *Прим. ред.*

регионы, описываемые тем или иным автором, не совпадают с подразделениями, выделенными мною, мне не удалось избежать значительного перекрытия иллюстраций, заимствованных из различных источников. Если внимательный читатель найдет в иллюстрациях противоречия, это послужит ему еще одним напоминанием о различиях во взглядах на многие аспекты геологии Западной Европы.

М. Руттен

ЛИТЕРАТУРА

1. Bailey E. B., Tectonic Essays, Mainly Alpine, Clarendon, Oxford, 1—200, 1953.
2. Богданов А. А., ред., Международная тектоническая карта Европы в масштабе 1:2 500 000, «Наука», Москва, 1962.
3. Богданов А. А., Муратов М. В., Шатский Н. С., ред., Тектоника Европы (Объяснительная записка к Международной тектонической карте Европы в масштабе 1:2 500 000), «Наука», Москва, 1—360, 1964.
4. Brinkmann R., Geologic Evolution of Europe, Enke, Stuttgart, 1—161, 1960.
5. Geikie A., Founders of Geology (reprint of 2nd ed., 1905), Dover, New York, N. Y., 1—486, 1962.
6. Gignoux, M., Stratigraphic Geology, Freeman, San Francisco, Calif., 1—759, 1955.
7. Rutten L. M. R., Voordrachten over de Geologie van Nederlandsch Oost-Indië, Wolters, Groningen, 1—839, 1927.
8. Schieferdecker A. A. G., Editor, Geological Nomenclature, Noorduijn, Gorinchem, 1—523, 1959.
9. Suess E., Das Antlitz der Erde, I, Tempsky, Wien, 1—778, 1885.
10. Suess E., Das Antlitz der Erde, II, Tempsky, Wien, 1—703, 1888.
11. Suess E., Das Antlitz der Erde, III, Tempsky, Wien, 1—508, 1901.
12. Von Bubnoff S., Geologie von Europa, I, Einführung, Osteuropa, Baltischer Schild, Borntraeger, Berlin, 1—322, 1926.
13. Von Bubnoff S., Geologie von Europa, II, Das Ausseralpine Westeuropa, 1, Kaledoniden und Varisciden, Borntraeger, Berlin, 1—691, 1930.
14. Von Bubnoff S., Geologie von Europa, II, Das Ausseralpine Westeuropa, 2, Die Entwicklung des Oberbaues, Borntraeger, Berlin, 1—441, 1935.
15. Von Bubnoff S., Geologie von Europa, II, Das Ausseralpine Westeuropa, 3, Die Struktur des Obersbaues und das Quartär Nordeuropas, Borntraeger, Berlin, 1—468, 1936.

ГЛАВА 1

Основные подразделения

НЕОБХОДИМОСТЬ КЛАССИФИКАЦИИ

Приступая к рассмотрению геологии Западной Европы, следует, как мне кажется, навести какой-то элементарный порядок в имеющемся в нашем распоряжении обилии фактов и наименований. Необходима классификация, позволяющая сгруппировать все эти разнородные данные в определенную систему, пусть даже весьма упрощенную, но которая тем не менее послужит основой для последующих, более детальных описаний.

Западная Европа, рассматриваемая ее обитателями как территория внушительных размеров, в действительности всего лишь небольшой полуостров, входящий в состав огромного Евразиатского континента. В наши дни этот факт легко осознается при взгляде на одну из прекрасных геологических карт, изданных в Советском Союзе. Меня могут спросить, есть ли в таком случае необходимость в создании системы основных подразделений для столь небольшого региона. Не лучше ли было бы сразу же приступить непосредственно к региональному описанию отдельных частей полуострова?

Настоятельная необходимость введения основных подразделений диктуется несколькими факторами. Во-первых, для полуострова Западная Европа характерна в высшей степени различная геология. Во-вторых, Западная Европа — регион, на материале которго формировались основные представления геологической науки. К этим двум факторам следует добавить и третий, а именно то, что литература по геологии Западной Европы базируется на топографической номенклатуре, создававшейся начиная с римких времен.

Говоря о первом из указанных факторов — различной геологии, мы имеем в виду различия не только хронологические, но и структурно-фациальные. Породы, от докембрийских до голоценовых, характеризуются разным фациальным составом, разной степенью метаморфизма (или его отсутствием) и разнообразным тектоническим стилем, создававшимся в процессе последовательных орогений.

Многие сопоставимые геологические явления встречаются по всей территории полуострова, однако их пространственная разобщенность весьма затрудняет построение общей картины.

Рассматривая второй фактор, необходимо учитывать, что многие классические представления геологии зародились именно в Западной Европе, хотя это отнюдь не способствует облегчению понимания основных черт структуры региона. Многие представления, возникшие в эпоху, предшествовавшую появлению железных дорог, автомобилей и аэропланов, основаны на изучении узко местных явлений. Впоследствии в результате ничем не оправданных экстраполяций местные особенности часто возводились во всеобщие законы.

Что касается последнего из упомянутых факторов, то всем известно, что в Европе насчитывается бесконечное множество физико-географических единиц, часто рассекаемых административными границами. Наименования низменностей и возвышенностей, гор и рек в общем довольно постоянны. В то же время границы административных подразделений — графств, княжеств, провинций и государств — на протяжении столетий непрерывно менялись. Возможно, из-за опасений, внушаемых неустойчивой политической ситуацией, власть предержащие зачастую вводили административно-

политические подразделения и в геологические описания, что привело к еще большим затруднениям в восприятии структуры Западной Европы в целом.

Так что, если издали, из центра Евразиатского континента, Западная Европа кем-то и воспринимается как небольшой полуостров, то только не самими европейцами. Для геолога, работающего в одном из ее многочисленных государств, Западная Европа отнюдь не кажется маленькой по площади; напротив, она представляется слишком большой для того, чтобы кому-то удалось познакомиться с нею по-настоящему близко. Не следует забывать и о том, что для этой территории употребляется множество местных наименований, разобраться в которых также весьма нелегко.

Надеюсь, мой монолог не заставит читателя отказаться от изучения геологии Западной Европы как занятия, вполне безнадежного. Заранее прошу извинения за приводимую ниже весьма упрощенную схему структур Западной Европы. Отказавшись от этого упрощения, мы немедленно оказались бы перед опасностью погрузиться в трясину не связанных между собой и даже противоречащих одно другому понятий и наименований и тем самым отклонились бы от основной линии.

ТРИ ОСНОВНЫХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ

В Западной Европе мы можем выделить три главных типа рельефа. Это: 1) низменности и низкие плато, 2) возвышенности и 3) горные цепи (фиг. 1).

Природа, как известно, не имеет резких границ, так что лучше не давать этим региональным подразделениям точных высотных характеристик. По высоте над уровнем моря не всегда удается отличить низкое плато от возвышенности или возвышенность от горной цепи. Например, норвежские Альпы имеют весьма внушительный вид и гораздо выше, чем гора Олимп. Мы можем расширить это сравнение, напомнив, что норвежские Альпы называют «Ютунхеймен», или, иначе, «Домом Богов», что свидетельствует о таком же почитании их, как и горы Олимп. Тем не менее норвежские Альпы относят к возвышенностям, а гору Олимп — к горной цепи Альп.

Мой друг проф. Паннекук полагает, что выделенные мною подразделения излишне схематизированы, и предлагает свою классификацию:

1. Низменности: а) эпиконтинентальные, б) рифты, в) внутриальпийские.
2. Возвышенности: а) с почти горизонтально залегающим чехлом мезозойских и кайнозойских отложений, б) с обнаженным фундаментом.
3. Горные цепи.

В его классификации выделяемые мною «низкие плато» отнесены «к возвышенностям», потому что геоморфологически между ними много общего. Я предпочел свою систему, не потому что она лучше, а потому что проще, и намерен углублять схематизацию настолько, насколько это возможно.

Из этого следует, что схематическое расчленение на низменности (и низкие плато), возвышенности и горные цепи должно основываться не только на геоморфологических, но и геологических данных. Хотя каждое из выделенных основных подразделений и является комплексным, сложным, простота самой схемы открывает возможности для довольно точной классификации любого региона с учетом его геологической структуры.

Нашим следующим шагом будет проверка геологического контекста каждого из выделенных нами трех основных физико-географических подразделений. Первая группа — низменности и низкие плато — несомненно, представляет собой комплекс. Вторая группа — возвышенности,— характеризующаяся удивительным единообразием новейшей истории (относительно недавнее поднятие отдельных блоков земной коры и обнажение фундамента), тоже комплексная, но уже с точки зрения происхождения пород фундамента. Третья группа — горные цепи — в геологическом отношении наиболее однородна и связана только с альпийской орогенией.

НИЗМЕННОСТИ И НИЗКИЕ ПЛАТО

Первая группа — наиболее сложная как в геоморфологическом (поскольку в ней я соединил низменности и низкие плато), так и геологическом аспекте (в силу развития в этих регионах самых разнообразных структур). Низменности формировались в тех областях, в которых положительные движения фундамента осуществлялись очень медленно, так что денудация вполне успевала за ними; это привело к формированию сглаженных, так называемых стабильных, регионов. Другой тип низменностей формировался в областях, где проявлялись отрицательные движения земной коры, как быстрые, так и медленные, и где осадконакопление компенсировало процесс прогибания. Низкие плато в общем весьма близки к этой последней группе низменностей и отличаются от них только тем, что представляют собой такие осадочные бассейны, в которых осадконакопление и прогибание временно прекратились, заменившись поднятием.

Низменности

Рассматривая собственно низменности, мы увидим, что их первый тип, обязанный своим происхождением медленным положительным движениям земной коры, компенсировавшимся денудацией, представлен только на Фенноскандском щите, а также в тех районах западной части СССР, где на докембрийском фундаменте залегает чехол ненарушенных палеозойских отложений (эти районы не относятся к Западной Европе и упомянуты здесь исключительно для воссоздания полноты картины).

Фенноскандский щит испытал настолько сильное поднятие, что эрозии удалось обнажить его докембрийский фундамент (в то время как на юге региона еще сохранился палеозойский осадочный чехол). В силу этого на геологических картах Фенноскандский щит выглядит иначе, чем его палеозойское обрамление, однако различия эти не существенны. С геоморфологической точки зрения оба региона представляют собой низменности, в процессе пенепленизации денудированные в сущности до уровня фундамента.

Отношения между Фенноскандским щитом и обрамляющим его с юга чехлом ненарушенных палеозойских осадочных отложений весьма напоминают отношения между Канадским щитом и окружающим его палеозойским обрамлением «стабильной внутренней зоны» Северной Америки. Однако в Европе эти простые взаимоотношения прослеживаются только в зоне, простирающейся от Финляндии на юг, в Прибалтику и другие западные районы СССР. Западнее Финляндии мы попадаем уже в другой геоморфологический регион — регион поднятий Скандинавии. С геологической точки зрения большая часть этого региона еще принадлежит древнему щиту, однако его западную часть составляют каледониды Норвегии и Швеции, относимые уже к возвышенностям. На восток от Финляндии этот докембрийский щит с ореолом ненарушенных палеозойских пород граничит с Уралом — другим регионом поднятий с обнаженным герцинским фундаментом.

В противоположность первому типу низменностей, охватывающих Фенноскандский щит и его палеозойское обрамление и характеризующихся медленными положительными движениями, второй тип низменностей (сформированных отрицательными движениями, компенсирующимися осадконакоплением) встречается в различных районах Западной Европы.

В качестве примеров можно упомянуть равнины Нидерландов и северо-западной части ФРГ, долину Верхнего Рейна, дельту Роны на юге Франции, бассейн Гвадалквивира в юго-западной Испании и бассейн По в Северной Италии. Характерными признаками этой группы являются географическая разобщенность и геологическое разнообразие. Последнее, возможно, менее очевидно, чем первое, и требует доказательств.

Низменности Нидерландов, северо-западной части ФРГ и западной Бельгии находятся в эпиконтинентальной области, стабильной со времени герцинской орогении. Долина Верхнего Рейна и дельта Роны сформировались как активные грабены. Бассейны рек Гвадалквивира и По являются регионами весьма интенсивного прогибания земной коры, связанного непосредственно с посторогенной стадией альпийского цикла.

На низменностях Нидерландов прогибание, в общем не очень интенсивное, происходило в течение всего мезозоя и кайнозоя; временами оно вообще прекращалось, а иногда даже сменялось периодами незначительного поднятия и эрозии. В противоположность этому типично эпиконтинентальному региону два последних из приведенных в качестве примеров регионов являются локализованными бассейнами интенсивного прогибания, начавшегося относительно недавно. История этих бассейнов в целом началась только в позднетретичное время, после проявления главной фазы альпийского орогенеза. Их общее прогибание за относительно короткий отрезок геологического времени характеризовалось, однако, весьма внушительной амплитудой, порядка многих километров. Например, для бассейна реки По величину прогибания в позднетретичное и четвертичное время нередко оценивают в 16 км.

Низкие плато

Вторая группа нашего первого подразделения охватывает низкие плато. Их структура в общем сопоставима со структурой низменностей эпиконтинентального типа. Различие состоит в том, что в низких плато прогибание земной коры и связанное с ним осадконакопление ныне уже не происходят. После прекращения осадконакопления в какой-то период в прошлом могло иметь место некоторое поднятие, сопровождавшееся эрозией, а зачастую и континентальным осадконакоплением.

Между окончанием прогибания и осадконакопления и началом поднятия протекало немало времени. В эти периоды движения земной коры были незначительными или их вообще не происходило. Поднятие осуществлялось, как правило, в самом недавнем прошлом, приводя к пенепленизации и омоложению речной сети.

Парижский бассейн, вероятно, наиболее яркий пример таких низких плато; другими примерами могут служить Аквитанский бассейн юго-западной Франции, плато Швабский Альб в южной части ФРГ (классический район для изучения стратиграфии юры), область между Северо-Германской низменностью и возвышенностями на границе ГДР и ФРГ, большая часть территории Дании и Сконе, самой южной провинции Швеции.

Таким образом, как и для низменностей, для низких плато характерны значительная географическая разобщенность и достаточно различная история, поскольку каждое низкое плато является самостоятельным эпейрогеническим сегментом земной коры.

Однако различия в истории отдельных низких плато определяются двумя граничными условиями: тем, что осадконакопление в них было постгерцинским, и тем, что для всех низких плато характерна ненарушенная или почти ненарушенная тектоническая структура. Осадконакопление в районах низких плато начиналось либо в перми, либо с какого-то отрезка мезозоя. Иногда разрезы этих отложений включают резко выраженные несогласия, а иногда они достаточно полные, по крайней мере при поверхностном рассмотрении. Однако между догерцинским фундаментом и осадочным чехлом резко выраженное несогласие наблюдается повсеместно. Кроме того, тектоника почти всегда характеризуется только региональным наклоном слоев и сбросово-глыбовой структурой. Исключение составляет соляная тектоника (галокинез), представленная во всех низких плато на севере ГДР и ФРГ.

ВОЗВЫШЕННОСТИ

Если мы теперь обратимся ко второму, на первый взгляд столь однородному подразделению нашей схемы регионального районирования Западной Европы, а именно к возвышенностям, то обнаружим, что для них также характерны ярко выраженная географическая разобщенность и весьма различная геологическая история.

К возвышенностям я отношу все районы выходов на поверхность кристаллического фундамента, за исключением низменностей Фенноскандского щита, с одной стороны, и гор Альпийской системы, с другой. «Фундамент» в этом контексте включает все догерцинские породы вплоть до средне- или верхнекаменноугольных (в зависимости от времени проявления герцинской орогении).

К этой группе относятся, например, Скандинавские и Шотландские нагорья и отдельные части Ирландии, а также Озерный округ, Арденны, Рейнские Сланцевые горы и Гарц. Южнее находятся Нормандия и Бретань, Центральный массив Франции, Вогезы, Шварцвальд и Чехия, а еще южнее — большая часть Иберийского полуострова, сьерры, слагающие «хребет» Месеты Португалии и Испании.

Генетическое различие между плоскогорьями и возвышенностями невелико и зависит только от баланса между поднятием и эрозией. Районы с сохранившимся относительно ненарушенным чехлом постгерцинских осадков пермского, мезозойского или кайнозойского возраста рассматриваются как низкие плато. Там, где этот чехол разрушен эрозией и догерцинские породы обнажены, мы имеем дело уже с возвышенностями. Это небольшое различие в балансе поднятия и эрозии обусловливает значительные различия в геологическом строении и служит критерием разграничения между двумя главными подразделениями нашей схемы. Различия в геологии — я имею в виду геологию поверхности — столь разительны, что бросаются в глаза на любой геологической карте Европы. Так, на сильно схематизированных картах, выполненных в черно-белом варианте, возвышенности выглядят как отчетливые темные кружочки. В пределах возвышенностей чаще всего объединяют палеозойские, изверженные и докембрийские породы, окруженные чехлом постгерцинских осадков, легко поддающихся стратиграфическому расчленению.

Различия в ранней геологической истории возвышенностей

На схематических картах затушевываются значительные различия в геологической истории не только отдельных возвышенностей, но нередко даже внутри одной и той же возвышенности. Мы, разумеется, рассмотрим вопрос детальнее, когда перейдем к описанию некоторых из них. Однако хотелось бы уже заранее отметить, что сходство возвышенных районов Западной Европы связано отнюдь не с их ранней геологической историей. Это сходство — результат проявления чуть ли не современных движений земной коры. Кое-где эти движения начались сразу же вслед за герцинской орогенией, но, как правило, они гораздо моложе.

Ранняя, догерцинская история пород фундамента, обнажающихся в возвышенностях, приходится, вероятно, главным образом на докембрий и связана с каледонским или герцинским циклом орогенеза (или с тем и другим). Отрезок геологической истории, когда они приобрели присущий им ныне облик возвышенностей, значительно моложе и обусловлен даже не последствиями герцинской орогении, а позднетретичными — четвертичными движениями.

Позднюю историю возвышенностей датировать нередко очень трудно, но, как правило, ее считают «плио-плейстоценовой». Для некоторых регио-

нов, например для Арденн и прилегающих районов Рейнских Сланцевых гор, доказано, что внешний облик возвышенностей сформировался только в четвертичном периоде, в процессе поднятия, начавшегося в плейстоцене.

Отсюда следует, что после герцинской орогении территория Западной Европы к северу от Тетиса испытывала в общем состояние длительного покоя. Относительно сильные посторогенетические вертикальные движения продолжались еще в перми и местами в триасе. Их влияние на характер осадконакопления мы наблюдаем в разрезе континентальных обломочных пород различных серий нового красного песчаника. Однако в течение большей части мезозоя и кайнозоя движения земной коры были в общем малоинтенсивными. Позднее, в позднетретичное и четвертичное время, движения с положительным знаком захватили обширные, но пространственно разобщенные регионы. Там, где движения характеризовались сравнительно небольшой амплитудой и где эрозия была не очень интенсивной, мы находим низкие плато. Там, где поднятие и эрозия были относительно сильными, формировались возвышенности.

Возвышенности и низкие плато

Отсюда следует, что различия между низкими плато и возвышенностями чисто геологические. Об этом уже говорилось, но, чтобы пояснить свою мысль, приведу два примера. Эрозия более интенсивно проявляется, конечно, вблизи моря, где, несмотря на небольшие размеры современного эпейрогенического поднятия, догерцинский фундмент обнажается на низких высотных отметках. Вследствие этого полуостров Бретань, не достигающий в высоту и 500 м, относится к возвышенностям. Напротив, в областях, расположенных вдали от моря, там, где постгерцинский чехол в основном известковый (карстовая эрозия), остатки осадочного чехла еще могут сохраниться на весьма значительных высотных отметках. Таков живописный район Кос, расположенный южнее Центрального массива (южная Франция). Здесь еще сохранились плато мезозойских известняков, хотя амплитуда поднятия превышает 1 км. К низким плато их относят на основании геологической структуры.

Сходство в новейшей истории возвышенностей

Как мы только что показали, внешние черты сходства возвышенностей целиком обусловлены сходством их новейшей истории, т. е. положительными движениями земной коры, происходившими чуть ли не в настоящее время. Это сходство выражается в основном в геоморфологическом облике возвышенностей. Все возвышенности — это пенепленизированные горные плато. Происхождение пенепленов, как правило, весьма сложное; их длительное формирование протекало в период между последней местной орогенической фазой (герцинской или более древней) и позднетретичным временем — началом новейшей истории. В положении поднятых пенепленов часто хорошо выражен наклон, образовавшийся вследствие положительных движений. Все речные системы — типично омоложенные, наследующие свои прежние русла. Эти наложенные, или эпигенетические, реки глубоко врезаны в узкие V-образные долины. Однако реконструировать систему рек, развитую на поверхности пенеплена до его поднятия, очень трудно из-за перехвата одними реками верховьев других рек. Все возвышенности имеют похожий рельеф: это холмистые плато, сформировавшиеся как пенеплены или чаще как системы пенепленов, рассеченные узкими глубокими речными долинами. Однако если со дна долин местность кажется гористой, то на плато гор уже нет. Из всех таких рек наиболее известно, конечно, среднее течение Рейна с его замками, расположенными на крутых обрывистых берегах. Однако даже

скала Лорелея, поднимающаяся отвесным утесом на 130 м над уровнем реки, имеет сглаженную вершину и связана широким уступом (позднеплиоценовая речная терраса) с холмистым плато нерасчлененного эрозией древнего пенеплена.

Эта общая картина меняется только на возвышенностях, подвергшихся ледниковой экзарации во время четвертичного оледенения. В Центральной Европе (например, в Центральном массиве, Вогезах и Шварцвальде) оледенение захватило лишь наиболее высокие части возвышенностей. Основные свидетельства экзарации — цирки и U-образные долины. В Скандинавии большая часть территории была, конечно, покрыта льдом и занята мореной, однако для многих районов северной Скандинавии характерен ярко выраженный монадноковый рельеф.

Отсутствие корреляции между древними и молодыми структурами

Прежде чем закончить вводную часть о возвышенностях Западной Европы, я хотел бы обратить внимание на отсутствие параллелизма между ранними структурами фундамента и главными направлениями плио-плейстоценового поднятия. Позднее поднятие, характеризовавшееся наклоном глыб пород и образованием разломов, обычно сечет более древние структурные линии (под косым или более или менее прямым углом). Поэтому создается впечатление, что даже в тех местах, где какой-то параллелизм и намечается, он случайный. Молодое поднятие, по-видимому, не контролируется более древними структурами.

Проводя сравнение с Северной Америкой, следует отметить, что европейские возвышенности в этом отношении напоминают горы Уошито и Озарк, тогда как Аппалачи с их параллелизмом между древними структурами фундамента и молодым поднятием в Западной Европе аналогов не имеют.

459

ГОРНЫЕ ЦЕПИ

Как уже отмечалось, наше третье подразделение — горные цепи — гораздо более однородно, чем два выше рассмотренных, как по географическому положению, так и по геологической истории.

Горные цепи Европы — это Бетская Кордильера (южная Испания) и Пиренеи (на границе Испании и Франции), горы в южной части Прованса (южная Франция) и Альпы: французские, швейцарские, австрийские и итальянские. Они также включают Юру (восточная Франция и северо-западная Швейцария), Карпаты, несколько островов Средиземного моря, Апеннины Италии и большую часть Балкан. Возможно, это выглядит, как простой перечень разрозненных названий, однако на любой карте Европы четко выступает географическая непрерывность этой горной цепи.

Для рассматриваемых горных цепей характерны не только географическая непрерывность, но и геологическое единообразие. Все горы Западной Европы испытали складкообразование во время альпийской орогении. Фаза осадконакопления этого орогенического цикла началась в пределах современной южной Европы сразу же после герцинской орогении. Главная геосинклиналь была частью знаменитого Тетиса. Основные орогенические фазы Альпийской системы приходятся на ранне- и среднетретичное время. Посторогенные молассоподобные образования весьма характерны для олигоцена, миоцена и более поздних периодов.

Разумеется, для Альпийской горной системы характерны и значительные стратиграфические и структурные различия: между эпиконтинентальными, миогеосинклинальными и эвгеосинклинальными областями, между областями развития триасовой эпиконтинентальной, так называемой германской, фации и областями распространения триасовой геосинклинальной,

или альпийской, фации различия во времени проявления главных орогенических фаз (Пиренеи и Прованс испытали складчатость раньше, чем большинство других частей Альп). Следует упомянуть также о влиянии более ранних орогенических движений, результатом которых является, например, знаменитое несогласие Гозау в Австрии.

Структуры различны не только по времени формирования, но и с чисто геометрической точки зрения. Когда мы говорим об Альпах, в нашем представлении это слово тотчас ассоциируется с покровной тектоникой. Однако помимо покровов в Альпах есть и другие типы структур вплоть до автохтонных или почти автохтонных простых складок (например, Юра, Прованс и Доломитовые Альпы). И даже там, где покровная тектоника господствует, бросается в глаза резкое различие между структурами чехла, представленными соскользнувшими по фундаменту постгерцинскими осадочными породами и стуктурами с более интенсивной складчатостью, характеризующими *тектонику основания* (tectonique de fond) в тех местах, где догерцинский фундамент выступает в ядрах отдельных покровов.

Впрочем, все указанные изменения являются в общем вариациями на одну и ту же тему: в геологическом отношении горы Западной Европы однородны, поскольку созданы только альпийской орогенией.

Гипфельфлюр

Как уже отмечено в отношении возвышенностей и низких плато, высота над уровнем моря не может служить критерием для отнесения физико-географических единиц к тому или иному подразделению предлагаемой схемы. Большинство горных цепей Альпийской системы воспринимается нами как скопление высоких остроконечных пиков; в действительности это не совсем так. Например, Юра и горы Прованса ниже не только многих возвышенностей, но и выделяемых нами низких плато. Тем не менее их рельеф и геологическая структура типичны для горных цепей. Следовательно, нам не грозит опасность перепутать интенсивно складчатые постгерцинские породы какого-то участка Альпийской горной цепи с породами догерцинского фундамента возвышенностей или с породами ненарушенного постгерцинского чехла низких плато.

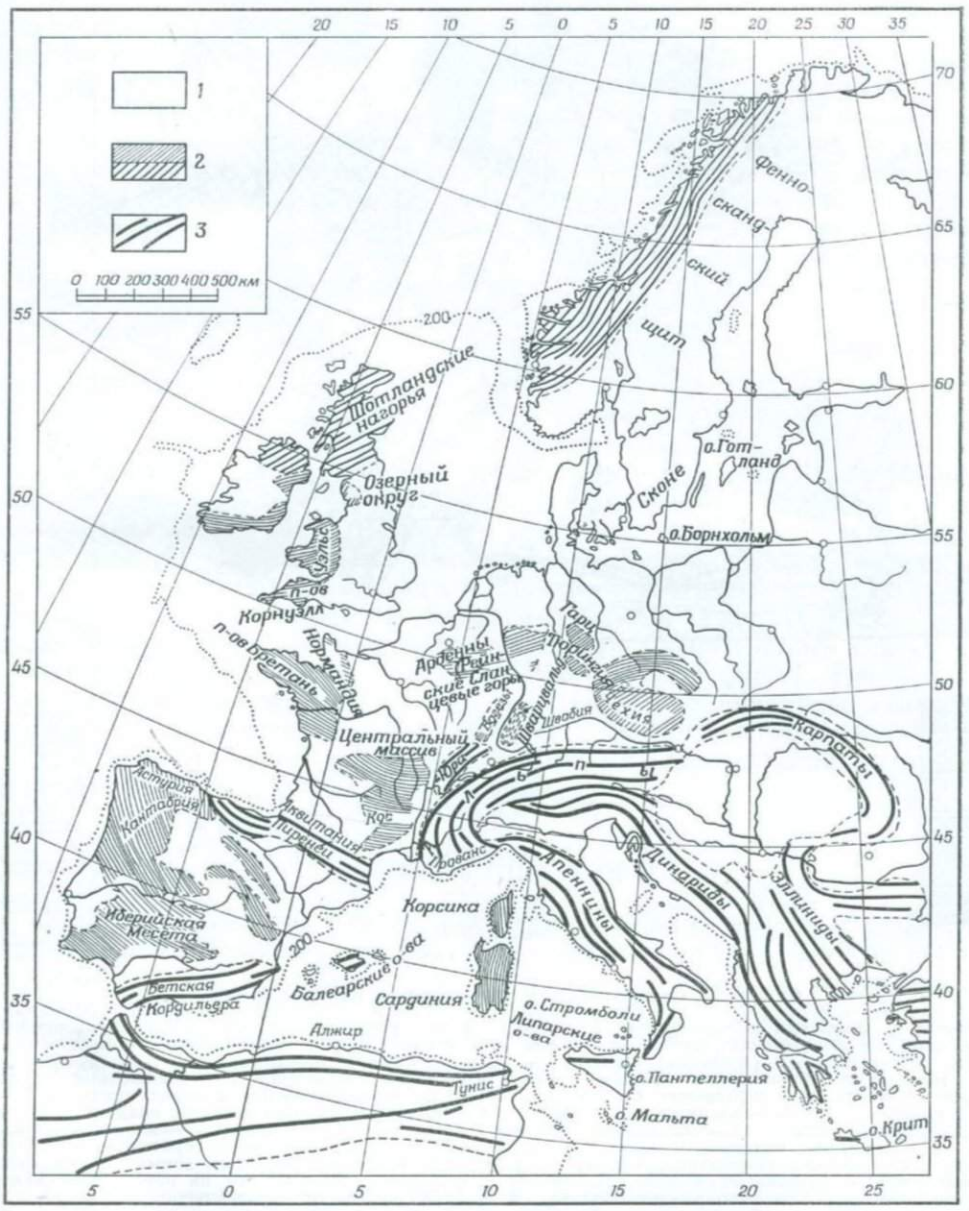
В современных горных цепях Альпийской системы мы находим древние поднятые денудационные поверхности (образовавшиеся, по данным некоторых авторов, как педименты). Еще одним, причем весьма важным, признаком интенсивного поднятия большинства горных цепей является гипфельфлюр — вершинная поверхность гор (Gipfelflur). Зазубренные пики, кажущиеся вблизи столь различными, издали воспринимаются как единая цепь вершин с удивительно ровной верхней границей. Она проходит по вершинам, являющимся, как правило, останцами древней денудационной поверхности. Конечно, многие пики денудированы ниже этого уровня. Не следует забывать и о разнице высотных отметок самих холмистых плато, а также о том, что некоторые отдельные пики или группы пиков (массивы) оказались выше остальных в результате новейшего поднятия или вследствие того, что первичные горы были необычно высоки.

Но в общем вершинная поверхность гор (summit plain) — явление вполне реальное, наблюдающееся в Альпах повсеместно, в том числе из любого туристского лагеря швейцарских и австрийских Альп. Она бросается в глаза каждому, кто посмотрит на горную цепь издали. Наблюдается эта поверхность и в других горах Альпийской системы, например в Пиренеях, где с вершины По открывается живописнейшая панорама, которую французский поэт Ламартин сравнивает с видом на море из Неаполя:

«С По открывается самый красивый вид на сушу,
Как из Неаполя — самый красивый вид на море.»

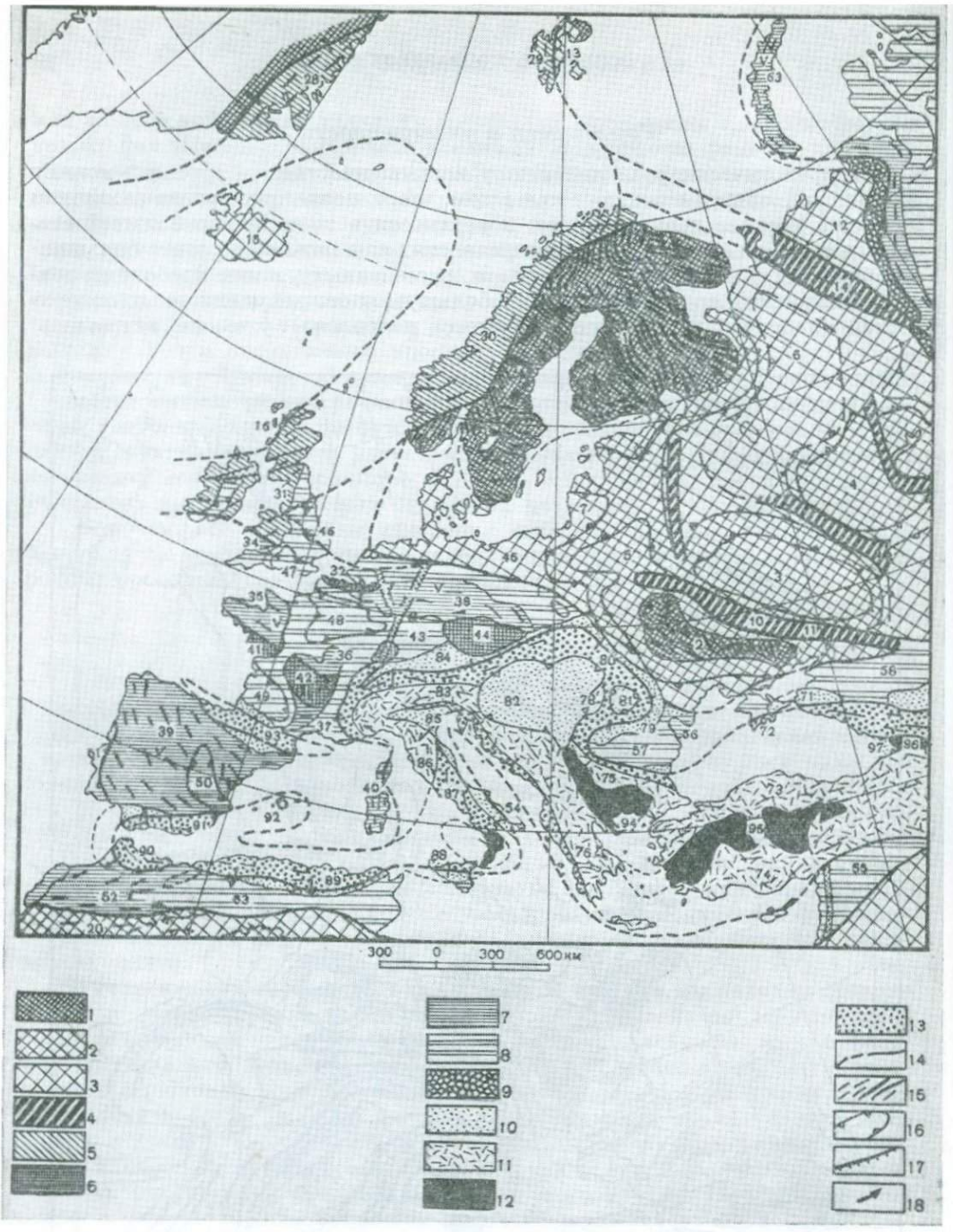
Горные цепи и возвышенности

Морфологически различие между возвышенностями и горными цепями Альпийской системы заключается в том, что в последних эрозия захватила поднятые древние денудационные поверхности в значительно большей степени, чем в первых. Если на возвышенностях еще можно встретить большинство древних пенепленов (в виде плато, рассеченных узкими глубокими речными долинами), то в горных цепях большую часть денудационных поверхностей (далеких от состояния полного пенеплена) уже не встретишь



Ф и г. 1. Генерализованная тектоническая карта Западной Европы с тремя основными подразделениями.

1 — низменности; *2* — возвышенности (герциниды и каледониды); *3* — горные цепи.



Ф и г. 2. Схематическая структурная карта Европы [1].

Пояснения к цифровым обозначениям в легенде: *1—2* — фундамент и его чехол: *1* — докембрийские щиты, *2—3* — докембрийские щиты под тонким или мощным чехлом относительно ненарушенных осадочных отложений, *4* — молодые прогибы в области щитов; *5* — каледонские складчатые пояса; *6—9* — герцинская Европа: *6* — древние ядра в герцинских структурах, *7* — обнаженные герцинские складчатые пояса, *8* — герцинские складчатые пояса, перекрытые чехлом молодых осадков, *9* — передовые прогибы; *10—13* — альпийская Европа: *10* — посторогенные молассовые впадины, *11* — эвгеосинклинальные зоны, *12* — стабильные области (срединные массивы), *13* — миогеосинклинальные зоны; *14* — границы разновозрастных складчатых поясов; *15* — генеральное простирание складчатых поясов; *16* — границы эпиконтинентальных подзон; *17* — основные рифтовые зоны; *18* — направление «вергентности» в складчатых поясах. Пояснения к цифровым обозначениям на карте (часть нумерации опущена, так как карта покрывает области, в данной работе не рассматриваемые). *1—20* — фундамент и его чехол: *1* — Фенноскандия, *2* — Украинский щит, *3* — Воронежская антеклиза, *4* — Волго-Уральский свод, *5* — Белорусская антеклиза, *6* — Московская синеклиза, *7* — Балтийская синеклиза, *10—11* — Донбасско-Донецкая впадина, *12* — синеклиза Большеземельской тундры, *13* — массив Восточного Шпицбергена, *14* — Тиманский кряж; *15* — Исландия, *16* — Льюисский комплекс, *20* — Анти-атлас; *28—32*—каледониды: *28*—восточная Гренландия, *29*—Западный Шпицберген, *30*—Скандинавия, *31*—Великобритания, *32*—Брабантский массив; *34—44*—герцинская Европа: *34*—Ирландия и Уэльс, *35*—Арморикансний массив, *36*—Морван, *37*—Монтань-Нуар и прилежащие районы, *38*—Арденны, Рейнские Сланцевые горы, Гарц, Тюрингия и т. д., *39*—Иберийская Месета, *40*—Корсика и Сардиния,

Долины в горах много глубже, так что зачастую борта речных долин, пересекаясь, образуют острые гребни.

Причины различия в морфологии возвышенностей и горных цепей двоякого рода. Во-первых, горные цепи, как правило, подняты значительно выше, чем возвышенности; во-вторых, поднятие их началось раньше. Именно благодаря этому бывшие пенеплены возвышенностей располагаются в среднем на километр (или на полтора километра) выше уровня моря. Эти высоты заметно отличаются от отметок 3—4 км, принимаемых для вершинной поверхности гор. Все это приводит к тому, что эрозия в горных цепях характеризуется гораздо большей потенциальной энергией. Весьма важен и второй фактор — время действия эрозии. Принято считать, что вершинный уровень проходит через останцовые горы, принадлежащие миоценовому рельефу. Следовательно, поднятие в горах началось в позднемиоценовое время, т. е. раньше, чем поднятие в возвышенностях (поздний плиоцен).

В горных цепях денудация удалила основную массу пород до уровня ниже первой денудационной поверхности; сохранились лишь отдельные фрагменты — вершины высоких пиков, дающие представление о первоначальной высоте этих гор. Напротив, на возвышенностях эрозия только еще началась и успела врезать только узкие и глубокие речные системы, достигшие или почти достигшие своего современного базиса эрозии.

ВЫВОДЫ

Надеюсь, что этого краткого введения вполне достаточно для характеристики трех главных подразделений Западной Европы; в последующих главах некоторые регионы будут рассмотрены более детально. Эти главные подразделения, как уже указывалось, четко выделяются на физико-географических картах Европы. Несколько по-иному, чем я, трактует основные черты геологии Западной Европы Лобек [4]. В изложении материала им и мною есть значительные различия. Данные геологических исследований, проведенных в самые последние годы, дают больше возможностей для генетических построений, чем данные прежних лет. Схематическим указателем к выделенным нами подразделениям может служить фиг. 1. Кроме того, содержит много важнейшей геоморфологической информации об основных структурных подразделениях Европы и фиг. 2, несмотря на то что автор этой фигуры А. А. Богданов [1] использует систему подразделений, несколько отличную от моей.

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Прежде чем перейти к более детальному описанию отдельных разобщенных регионов и закончить эту главу, мне хотелось бы рассмотреть два вопроса. Один из них — вопрос о роли древних пенепленов в геологическом строении Западной Европы, второй — о много раз обсуждавшейся, но не обоснованной теории периодического наращивания (аккреции) европейского континента в направлении от древнего ядра Фенноскандского щита.

41—44—древние ядра: *41*—Вандея, *42*—Центральный массив, *43*—Вогезы и Шварцвальд, *44*—Чешский массив; *45—63*—молодые впадины: *45*—Польско-Германская низменность; *46*, *47*—Лондонский бассейн, *48*—Парижский бассейн, *49*—Аквитанский бассейн, *50*—впадина Манча, *51*—Западно-Португальская впадина, *52*, *53*—впадины Атласа, *56*—Добруджа, *57*—Валашская впадина, *58*—Скифская плита, *63*—Новая Земля; *71—93*—альпийская Европа: *71*—Индоло-Кубанская впадина, *72*—южный Крым, *73*—северная Турция, *74*—Тавр, *76*—эллиниды, *77*—Динариды, *78—81*—Карпаты, *82*—Венгерская впадина, *83*—Альпы, *84*—молассовый бассейн, *85*—впадина реки По, *86*, *87*—Апеннины, *88*—Сицилия, *89*, *90*—Атлас, 91—Бетская Кордильера, *92*—Балеарские острова, *93*—Пиренеи.

О значении пенепленов

Итак, рассмотрим вопрос о значении пенепленов. Во время своего пребывания в США я был удивлен, в частности, тем, какое сравнительно небольшое значение многие наши американские коллеги придают пенепленам, хотя этот термин предложен, по сути дела, американскими геологами. Вполне возможно, что причины столь малого уважения к пенепленам кроются, как это часто бывает, в предшествующем чрезмерно большом увлечении ими. Пенепленами начали называть все образования, возникшие в результате выравнивания, независимо от того, имелись для этого основания или нет. Сейчас, по-видимому, наблюдается другая крайность — тенденция к отрицанию возможности сохранения в земной коре относительно стабильной ситуации в течение времени, достаточного для пенепленизации.

Поясню свою мысль на примерах. «Пенеплены» Скули — Гаррисберга, долгое время служившие доказательством цикличности развития рельефа, теперь отвергнуты приверженцами теории равновесия [3]. Перекрытый аллювием «пенеплен» Гаррисберга в Европе вряд ли был бы принят за пенеплен, так что присвоенное ему некогда название внесло неясность в само значение понятия «пенеплен».

Другая крайняя точка зрения хорошо изложена Фэрбриджем [2], образный язык которого всегда подстегивает мысль читателя. Вслед за Уиллером он задает риторический вопрос: «Есть ли что-либо незыблемое выше уровня моря?», на который можно дать ответ: «Ничего незыблемого выше уровня моря, в том числе и в Европе, нет». Уровень моря, по крайней мере по отношению к континентам, никогда не был стабильным. Даже в самые спокойные периоды истории эпиконтинентальных бассейнов на обширных площадях происходило активное наступание и отступание моря.

Однако уровень моря характеризуется одним совершенно определенным и очень важным свойством. Это не стабильность в течение миллионов или хотя бы тысяч лет и не «средний уровень моря»— величина в любом случае трудно определимая, а то, что выше уровня моря мы встречаемся с процессами эрозии, ниже его — с морским осадконакоплением.

Что означает относительная, т. е. измеренная по отношению к интенсивности эрозии и (или) седиментации за данное время, стабильность земной коры в течение одних периодов истории Земли и нестабильность ее в течение других? В периоды относительной стабильности земной коры вертикальные движения компенсируются эрозией и осадконакоплением, что далеко не всегда происходит в периоды относительной нестабильности коры. Все дело в том, меньше или больше эффект вертикальных движений в данный период соответствующего эффекта экзогенной реакции эрозии или седиментации.

Наблюдения показывают, что в геологической истории Западной Европы было несколько периодов относительной стабильности земной коры, чередовавшихся с эпохами более активных движений. Из всех периодов относительного покоя наибольшее значение имел последний, охватывающий пермь, мезозой и большую часть неозоя. В этот последний длительный период покоя вертикальные движения в пределах Альпийской горной системы имели геосинклинальную природу, а вне ее — эпиконтинентальную. Из периодов активных вертикальных движений земной коры наибольшее значение для нашей классификации имеет последний.

Все это изложено лишь для того, чтобы доказать реальность существования пенепленов. Пенеплены наблюдаются повсюду. Мы наблюдаем древние пенеплены, уже испытавшие поднятие и расчлененные эрозией до такой степени, что об их прежних структурах, располагавшихся выше вершинной поверхности Альп, можно только догадываться. Следует, однако, заметить, что не каждый пенеплен является совершенным, законченным. Далеко не всякий эрозионный цикл достигал своей конечности стадии повсеместно,

в частности в горных цепях. Понятие «пенеплен» должно быть дополнено понятием «останцовые горы», «монадноки» и «мозоры», или «фернлинги». Не следует забывать, что существуют многоцикличные пенеплены и что древние пенеплены в процессе поднятия могли быть наклонены или изогнуты.

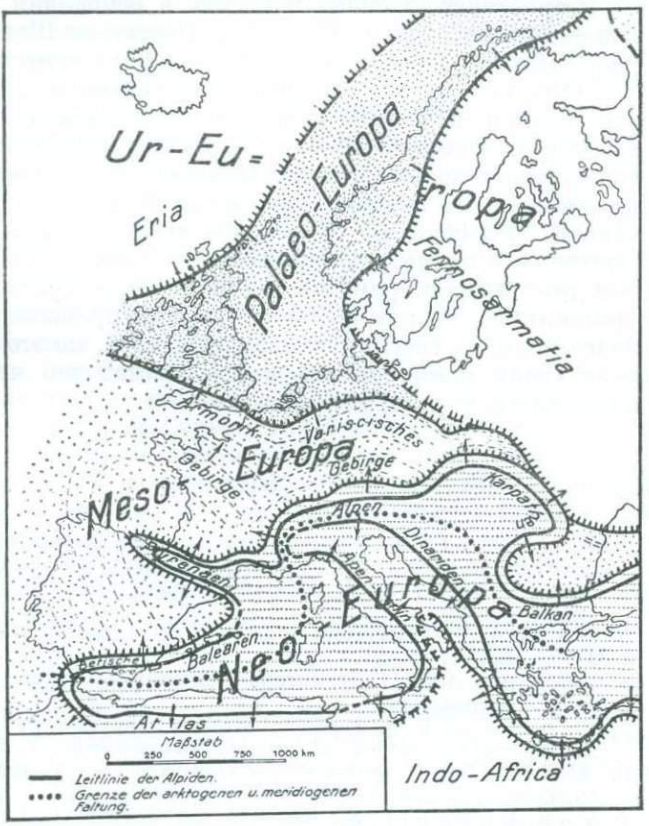
Независимо от этих оговорок (более детально они рассмотрены у Паннекука [5]) нужно быть довольным тем, что существует понятие «пенеплен» или «система пенепленов», понятие, оказывающее значительную помощь в анализе главных геологических подразделений Западной Европы.

Отказ от теории аккреции (нарастания) континентов

Второй вопрос, который мне хотелось бы осветить, прежде чем закончить главу,— это вопрос о несостоятельности идеи постепенного или периодического нарастания континента Западной Европы.

Фенноскандский щит, в том виде, в каком он обнажается,— несомненно, древнейшая часть Европы, тогда как влияние новейшего орогенического цикла, альпийского, проявляется только на юге Европы, за областью каледонид и герцинид. Эти два обстоятельства и послужили поводом для создания упомянутой выше теории нарастания.

Представление об аккреции (как и многие другие представления геотектоники) убедительнее всего было сформулировано Гансом Штилле. Благодаря огромному влиянию этого ученого и широкому распространению его идей многочисленными учениками схематическую карту, воспроизведенную на фиг. 3, стали часто приводить для доказательства аккреции европейского континента, осуществляющейся в процессе последовательного проявления отдельных орогенических фаз. Фенноскандский щит (по номенклатуре Штилле — Фенносарматия) и гипотетический древний щит Эрия (располагавшийся в Северном Атлантическом океане) вместе образовывали докембрийское ядро «Праевропы». Поперек этой «Праевропы» развивалась каледонская геосинклиналь «Палеоевропы», а южнее — герцинская и альпийская геосинклинали «Мезоевропы» и «Неоевропы» [6].



Ф и г. 3. Геотектоническая карта Европы Штилле [6].
Основные структурные линии альпид (*1*), границы между арктогенной и меридиогенной складчатостью (*2*).

Один из аспектов этой схематической карты верен: начиная с кембрия Фенноскандский щит действительно претерпел только сбросово-глыбовую тектонику и наклон, причем никакие более молодые орогенические движения

его не коснулись. Точно так же Палеоевропа Штилле не была затронута ни герцинской, ни альпийской орогениями, а Мезоевропа — альпийской.

Континентальные докембрийские породы в Скандинавии, например, находят ниже каледонского несогласия. Следовательно, в докембрии не существовало различий между Эрией и Палеоевропой (или Фенноскандией) — и там и там был континент. Различия возникли только в позднем докембрии, когда поперек прежнего континента начала развиваться каледонская геосинклиналь, не затронувшая остатков Фенноскандского щита.

Точно так же, хотя южнее Арденн, например в Бретани и Центральном массиве, свидетельств проявления каледонского орогенического цикла мы не находим, сиалические образования докембрия и раннего палеозоя в пределах Мезоевропы Штилле представлены весьма широко. Толщи классических пород мощностью несколько километров, развитые в Монтань-Нуар и Пиренеях, служат свидетельствами того, что даже на юге Европы континентальная кора существовала уже в позднедокембрийское — раннекаменноугольное время. Сиалические породы, деформированные герцинской орогенией, хорошо известны в основании многих альпийских покровов — доказательство того, что в Неоевропе Штилле континент существовал уже задолго до проявления альпийского орогенического цикла.

Отсюда следует, что древние континенты, несомненно, присутствуют по всей Западной Европе в фундаменте более молодых геосинклиналий там, где породы фундамента еще распознаваемы. Не существует никаких доказательств постепенной или эпизодической аккреции европейского континента, показанной на удивительно простой схеме Штилле. Праевропа, Палеоевропа, Мезоевропа и Неоевропа отражают только возраст последнего орогенического цикла, проявившегося в данной области, и коррелируются с той или другой докембрийской, а также с каледонской, герцинской и альпийской орогениями. Весьма вероятно, что в прошлом происходило перемещение более молодых геосинклинальных поясов, но это отнюдь не аккреция континентальной коры, что не всегда достаточно четко осознается геологами, пользующимися схемой Штилле.

ЛИТЕРАТУРА

1. Bogdanoff A., Sur certaines problèmes de structure et d'histoire de la plate-forme de l'Europe, Bull. Soc. Géol. France, 7 (4), 898—911, 1963.
2. Fairbridge R. W., Eustatic changes in sea level, Phys. Chem. Earth, 4, 99—185, 1961.
3. Hack J. T., Interpretation of erosional topography in humid temperate regions, Am. J. Sci., 258-A, 80—97, 1960.
4. Lobeck A. K., Physiographic Diagram of Europe, Geographical Press, New York, N. Y., 1 sheet, 1951.
5. Pannekoek A. J., Generalized contour maps, summit level maps and streamline surface maps as geological tools, Z. Geomorphol., N. F., 11, 169—182, 1967.
6. Stille H., Grundfragen der vergleichenden Tektonik, Borntraeger, Berlin, 1—443, 1924.
7. Von Bubnoff S., Geologie von Europa, I, Einführung, Osteuropa, Baltischer Schild, Borntraeger, Berlin, 1—322, 1926.
8. Von Bubnoff S., Geologie von Europa, II, Das Ausseralpine Westeuropa, 1, Kaledoniden und Varisciden, Borntraeger, Berlin, 1—691, 1930.
9. Von Bubnoff S., Geologie von Europa, II, Das Ausseralpine Westeuropa, 2, Die Entwicklung des Oberbaues, Borntraeger, Belrin, 1—441, 1935.
10. Von Bubnoff S., Geologie von Europa, II, Das Ausseralpine Westeuropa, 3, Die Struktur des Oberbaues und das Quartär Nordeuropas, Borntraeger, Berlin, 1—468, 1936.

ГЛАВА 2

Северная Европа. Фенноскандский щит и каледониды

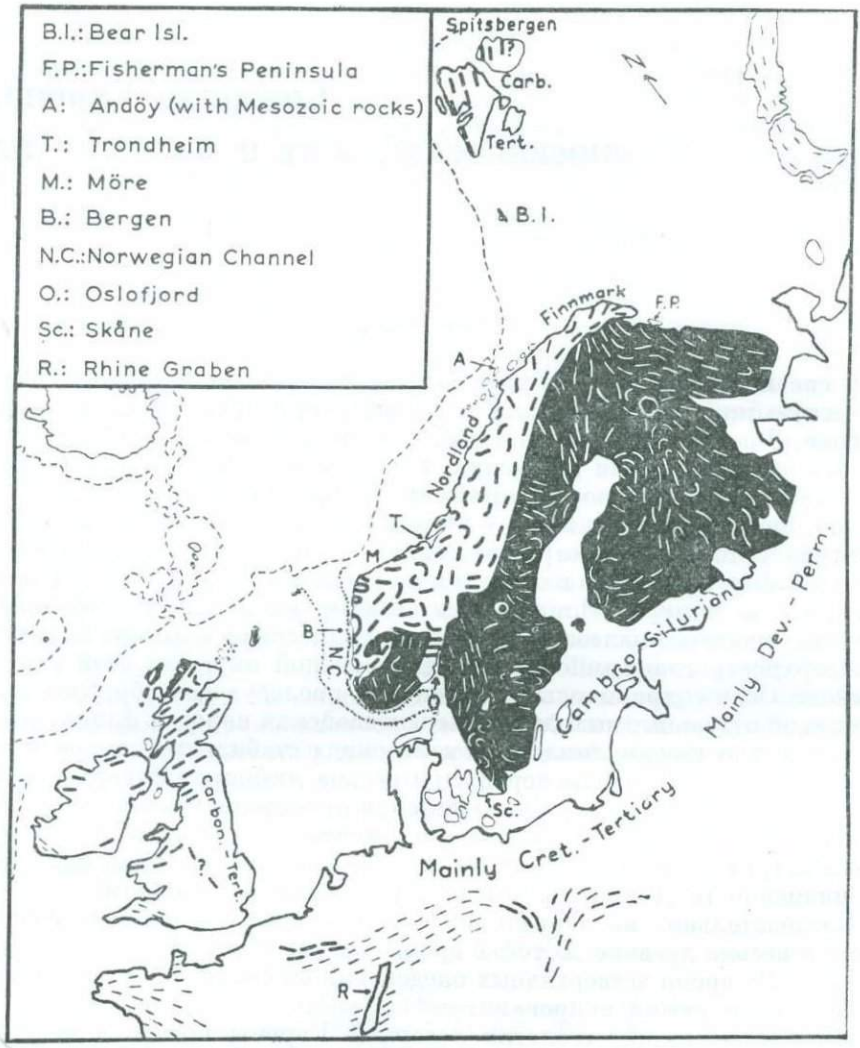
ВВЕДЕНИЕ

В своем региональном обзоре нам удалось соблюсти традиционную геологическую процедуру — начать с рассмотрения древнейших из известных регионов. В рамках данной работы это северная Европа, т. е. вся Финляндия, большая часть Норвегии и Швеции. В пределах этого обширного пространства выделяют множество геологических единиц (фиг. 4). Это прежде всего, конечно, докембрийское ядро — Фенноскандский щит и зона каледонид, структура которых, несмотря на обилие материалов об ее докембрийском возрасте, сформировалась в основном во время орогенического цикла, закончившегося в силуре. Эпиконтинентальным аналогом геосинклинальных каледонид является палеозойский чехол Фенноскандского щита, выходящий на поверхность главным образом вдоль южной окраины этой структуры. В районе Осло сохранились незатронутые последующей сбросово-глыбовой тектоникой отдельные выходы нижнепалеозойских пород в фации, отражающей переход от геосинклинальных каледонид к стабильным эпиконтинентальным областям. Эти породы перекрыты весьма любопытной серией пермских вулканов. Южная часть Скании (шведская провинция Сконе) с ее значительно более молодым чехлом, сложенным породами мелового возраста, здесь не рассматривается, поскольку по геологическому строению она принадлежит низменности Дании и Польско-Германской низменности.

Следовательно, на территории северной Европы породы фундамента весьма и весьма древние. В то же время это классический район ледниковой геологии. Во время четвертичных оледенений он был почти полностью погребен под ледниковыми покровами.

Характерный для геологии северной Европы контраст между очень древними и очень молодыми породами, как в зеркале, отражается в специализации геологов северных стран. Геологи, изучающие коренные породы,— в основном петрографы, в то время как геологи-четвертичники занимаются главным образом пыльцой и ленточными глинами. Однако в обеих этих областях геологи северных стран считаются европейскими лидерами. Достаточно вспомнить имена таких ученых, как Седерхольм, основоположника большей части современных представлений о мигматизации и гранитизации, или Эскола, pater intellectualis концепции минеральных фаций. Если говорить о четвертичной геологии, то использование ленточных глин для определения абсолютного возраста пород и применение пыльцы для определения относительного возраста и прослеживания климатической истории также начато именно в северной Европе, Де-Геером и фон Постом.

Геология северной Европы явилась объектом всеобщего внимания во время 21 сессии Международного геологического конгресса, организованного в 1960 г. в Копенгагене пятью «северными» странами: Исландией, Норвегией, Швецией, Финляндией и Данией. Большинство решающих вопросов геологии этих пяти стран нашло отражение в путеводителях к экскурсиям конгресса. Эти путеводители, представляющие большой интерес для специалистов, занимающихся отдельными частными вопросами или какими-то



Ф и г. 4. Схематическая карта северо-западной Европы с основными структурными линиями докембрийской (белые линии), каледонской (жирные черные линии) и герцинской орогений [18].

B.I.— остров Медвежий; F.P.— полуостров Рыбачий; A — Андёй (с мезозойскими породами); T — Тронхейм; M — Мёре; B — Берген; N.C.— Норвежский желоб; O — Осло-фьорд; Sc — Сконе; R — Рейнский грабен.

определенными площадями, не дают, однако, возможности приблизиться к познанию геологии региона в целом. Они более пригодны для геологов, уже имеющих четкое представление об общей структуре регионов. К счастью, перед конгрессом были также опубликованы сводки по региональной геологии Норвегии, Швеции и Финляндии, так что в настоящее время мы располагаем вполне современной, как общей, так и детальной, информацией о геологии северной Европы. Наиболее полной из этих сводок является сводка по Норвегии Хольтедаля [18] с приложенной к ней геологической картой масштаба 1 : 100 000. Для территории Швеции есть две карты того же масштаба: коренных пород Магнуссона [27] и четвертичных отложений Лундквиста [25] с приложенными к ним краткими объяснительными записками [26, 30]. Первая из карт, однако, не сопровождается библиографией, поэтому при пользовании ею приходится обращаться к Международному стратигра-

фическому словарю [28]. Для территории Финляндии есть краткое описание коренных пород Симонена [38], сопровождаемое геологической картой масштаба 1 : 2 000 000. Более старая (1933 г.) карта Гавелина и Магнуссона [9], охватывающая территорию Скандинавии, Дании и Прибалтики, дает относительно полное представление о геологии региона в целом и может рассматриваться как вполне удовлетворительная настенная карта.

Во время работы Копенгагенского конгресса никакой специальной секции по региональной геологии северных стран создано не было, поэтому несколько региональных работ, относящихся к рассматриваемой нами теме, были представлены на секциях IX «Стратиграфия и корреляция пород докембрия» и XIX «Каледонская орогения».

Вполне понятно, что местная и региональная геология Скандинавии широко отражена в публикациях геологических служб и геологических обществ северных стран. Ссылки на эти работы можно найти в путеводителях к экскурсиям конгресса. Исчерпывающей и современной сводкой по докембрию Скандинавского щита является первый том издаваемой под редакцией Ранкамы серии книг по докембрию [36], содержащей работы Ню-Нюгорда по Дании, Барта и Рейтана по Норвегии, Гейера по Швеции и Эсколы по Финляндии. Этот том отражает уровень наших знаний геологии докембрия Фенноскандии по данным на 1960 г.

ФЕННОСКАНДСКИЙ ЩИТ

Докембрийское ядро северной Европы называют Фенноскандским или Балтийским щитом. Однако термин «Балтийский щит» иногда используют в более широком смысле (включая в него чехол эпиконтинентальных палеозойских пород). Это южное палеозойское обрамление щита сопоставимо с внутренней стабильной зоной Северной Америки. Хотя, безусловно, оно также образует стабильную область, не затрагивавшуюся тангенциальными движениями с начала палеозоя, название «щит», на мой взгляд, лучше сохранить только для областей с выходами докембрийских пород.

Всякому изучающему литературу по Фенноскандскому щиту угрожает опасность захлебнуться в потоке данных о детальных исследованиях рудных тел и вмещающих их пород. Докембрийские породы изобилуют металлическими полезными ископаемыми, и большая часть опубликованных работ посвящена такого рода местным детальным исследованиям. Хуже всего то, что любые попытки получения более генерализованной картины геологической истории этой обширной области терпят неудачу из-за отсутствия надежных стратиграфических критериев. Анализируя трудности, с которыми в настоящее время приходится сталкиваться специалисту в области геологии докембрия при построении даже самых упрощенных схем, поневоле осознаешь огромную роль палеонтологических остатков в определении возраста более молодых формаций. Несмотря на то что эта мысль отражена в любом учебнике по общей геологии, геологи, работающие в районах развития молодых пород, часто забывают о ней. Чтобы напомнить им об этом, проследим за развитием представлений о геологии Фенноскандского щита.

В историческом аспекте поиски стратиграфических критериев для расчленения докембрия Фенноскандии складываются из трех главных этапов. Сначала считали, что понятие «более древний» означает то же, что и понятие «более метаморфизованный». После ниспровержения этого постулата основное внимание было обращено на расшифровку последовательности проявления докембрийских орогенических циклов. Наконец, вскоре после окончания последней войны, геологи получили возможность определения абсолютного возраста горных пород и минералов. Хотя принцип расчленения докембрийской истории на основании нескольких последовательно проявлявшихся орогенических циклов пока еще остается в силе, данные определения абсо-

лютного возраста указывают на необходимость ревизии многих региональных и местных корреляционных схем. Подводя итоги, следует сказать, что мы не так уж намного продвинулись вперед по сравнению с 1952 г.— временем выхода в свет сводки Бубнова [45].

Концепция орогенических циклов

Факт, что понятие «древний» не всегда эквивалентно понятию «более интенсивно метаморфизованный», был осознан одновременно с принятием представления о том, что большинство кристаллических пород Фенноскандского щита не изверженные и абиссальные, а супракрустальные (как осадочные, так и вулканические). В этих новых представлениях, взлелеянных главным образом Седерхольмом, степень метаморфизма почти не играет роли. С другой стороны, стало очевидно, что эти древние супракрустальные породы могут быть расчленены на определенные серии, каждая из которых соответствует какому-то орогеническому циклу, как это видно на примерах из более молодой геологической истории. Каждый древний орогенический цикл начался, как и молодые циклы, геосинклинальной фазой с характерным для нее интенсивным осадконакоплением, зачастую сопровождавшимся вулканизмом, как правило, основного состава. Затем следовала орогеническая фаза со складкообразованием и интрузиями синкинематических — приморогенических [45] хорошо дифференцированных гранитов и, наконец, поздняя орогеническая фаза, сопровождавшаяся менее дифференцированными и в общем более кислыми гранитами (серокинематические плутониты Эскола [7]).

Таблица 1

Эволюция свекофеннского цикла в южной Швеции [8]

		Тектоника	Типы пород
Поздний свекофенний		Повторные тектонические движения и мигматизация Образование трещин	Порфиробласты и (или) жилы в древних породах, кислые граниты, аплиты, пегматиты Дайки метабазитов и порфиров, плутонические перидотиты и анортозиты, ультраосновные габбро
Средний свекофенний		Ослабление орогении Интенсивные тектонические движения	Кислые, средние и порфировые граниты [1] Основные граниты — гранодиориты, тоналиты, диориты, метабазиты [2], габбро, лерцолиты, ультрамафические габбро
Ранний свекофенний	Серия Меллар [3]	Интенсивный вулканизм	Гнейсы осадочного происхождения (очень часто жилы), сланцы, граувакки, средние и основные вулканические породы, порфиритовые интрузии, кварциты
	Лептито-геллефлинтовая серия [4]	Усиление тектонических движений	Красноватые и красные гнейсы (часто жилы), лептиты, геллефлинты, порфириты, кварциты, известняки, железные руды

Примечания. [1] Частично супракрустальные породы гранитизированы in situ.
[2] В основном метаморфические супракрустальные породы.
[3] В Финляндии — ботний.
[4] В Финляндии — свионий.

Таблица 2

Развитие готского цикла в южной Швеции [8]

	Тектоника	Типы пород
Поздний гот	Повторные тектонические движения и мигматизация	Порфиробласты микроклина в древних породах, кислые (мелкозернистые) граниты, пегматиты
	Ослабление орогении	Микроклиновые граниты (граниты Кроппефьелль, частично красные граниты Смоланд и др.) Средние граниты, порфиритовые граниты и гранодиориты (граниты Аским, граниты Филипстад и др.)
	Интенсивная орогения	Основные граниты — гранодиориты и тоналиты (граниты Омоль, серые граниты Смоланд и др.), диориты, габбро, плутонические ультрабазиты
	Усиление орогении	Осадочные (главным образом кварциты) и вулканические породы (серия Омоль, порфиры Смоланд, серии Вестервик и Вестано и др.)
Ранний гот	Мигматизация Интенсивная орогения Усиление орогении	Жильные гнейсы, пегматиты Граниты, плутонические базиты и ультрабазиты Осадочные (главным образом, граувакки) и вулканические породы (серия Стора и Ле-Марстранд, прибрежные гнейсы Блекинге и др.)

В качестве примера рассмотрим докембрийские породы района Стокгольма. В этом районе развиты супракрустальные серии свекофеннского и готского циклов, измененные до гнейсов, мигматитов и гранитов. Порядок их эволюции в каждом последующем цикле повторяется удивительно точно. Для того чтобы это проиллюстрировать, сопоставим две стратиграфические таблицы, в которых тектонические движения коррелируются с метаморфическими процессами (табл. 1, 2).

Конечно, сопоставление возможно только тогда, когда геологические взаимосвязи достаточно ясны. Всякого пытающегося применить данную концепцию подстерегает множество ловушек. При этом решающее значение приобретает осадочная фация данной серии, а не степень метаморфизма, поскольку именно по фациальному составу серию относят к той или иной фазе орогенического цикла. Однако в течение длительной докембрийской истории на Фенноскандском щите оставили свои следы несколько орогенических циклов; поэтому фации, принадлежащие к какой-то определенной фазе орогенического цикла, зачастую легко коррелируются с почти аналогичными фациями, относящимися тем не менее к иному (более раннему или позднему) орогеническому циклу. Кроме того, мигматизация и анатексис приводят к тому, что более древние супракрустальные породы становятся весьма похожими на молодые интрузивы, которые в свою очередь нередко оказываются не чем иным, как древними супракрустальными породами, гранитизация в которых зашла так далеко, что привела к их мобилизации.

Однако следует заметить, что, невзирая на все эти трудности, применение концепции последовательных орогенических циклов для решения вопросов стратиграфии докембрия дало хорошие результаты. Мало того, что эта концепция стала играть ведущую роль во всех исследованиях, проводящихся на Фенноскандском щите, ее с успехом начали применять и на остальных древних щитах Земли. И, что еще более важно, это значительно расширило

возможность применения исторического аспекта в геологии и помогло стереть ранее делавшееся различие между докембрием и всей последующей геологической историей начиная с кембрия (различия между «геологией пород фундамента» и «исторической геологией»). То, что актуалистическая экстраполяция концепции орогенических циклов на породы фундамента оказалась столь плодотворной, позволило нам воистину убедиться в том, что древние щиты не так уж отличны от молодых структур Земли. Вместе с тем мы убедились и в том, какие длительные периоды геологической истории отражают породы фундамента.

В процессе получения данных об абсолютном возрасте горных пород зачастую приходится перемещать отдельные единицы из одного орогенического цикла в другой. Однако это отнюдь не умаляет значения концепции последовательных орогенических циклов как главного элемента стратиграфии докембрия — необходимо лишь очистить ее от прежних ошибочных корреляций и обеспечить возможности для точного датирования орогенических циклов.

В настоящее время, однако, определения абсолютного возраста страдают из-за некоторых неблагоприятных факторов. Один из них — малочисленность имеющихся в нашем распоряжении данных, другой — явление регенерации, широко распространенное в некоторые периоды геологической истории Земли. Что касается первого из указанных факторов, то Полканов и Герлинг [35], например, сообщают, что для всего Фенноскандского щита выполнено только 480 определений абсолютного возраста (включая данные, полученные в СССР). С годами положение изменится к лучшему, и в наше распоряжение поступит, конечно, множество новых данных.

Гораздо большие осложнения создает второй фактор — явление регенерации, выражающееся в омоложении в ходе какого-то последующего цикла пород, сформировавшихся в более древние циклы. Магнуссон был первым, кто указал на возможность такого рода ошибок в датировке и стратиграфических корреляциях [29, 31]. Для того чтобы определить влияние этих периодов регенерации более точно, еще потребуется выполнить очень большой объем детальных полевых геологических работ, петрографических и петрохимических исследований и определений абсолютного возраста.

В ходе развития геологических концепций названия местных и региональных единиц Фенноскандского щита в общем не изменялись. Большинство старых наименований пережило все превратности, связанные со введением в геологию новых концепций. Названия горных пород сохранялись, хотя интерпретация их зачастую менялась. Поэтому знакомство с литературой вызывает у начинающего специалиста большие затруднения. Многие авторы делают основной акцент только на новых интерпретациях и оставляют читателя в неведении относительно того, что же в действительности означают все упоминаемые в работе породы с их местными наименованиями и как они выглядят в поле или под микроскопом. Детальная оценка литературы не входит в задачи данного исследования, и эта тема поднята здесь только потому, что с ней сталкивается всякий, начинающий более детальное знакомство с литературой.

Попытаемся произвести сопоставление стратиграфических схем, созданных на основе концепции орогенических циклов, с учетом изменений, которые они претерпели в результате определений абсолютного возраста.

Стратиграфическая шкала, базировавшаяся на орогенических циклах, содержала следующие подразделения [45]:

5) неметаморфизованный докембрий (иотний),
4) гото-карельские циклы,
3) свекофеннские циклы,
2) циклы Мареалбиди,
1) циклы саамид.

Древнейший из этих орогенических циклов проявился, конечно, на некоем древнем фундаменте, выходов которого, однако, пока еще не обнаружено.

Эти древние орогении, представляющие столь большой интерес для расшифровки истории Фенноскандского щита, приобретают особое значение в изучении глубинных зон земной коры. Благодаря длительной эрозии поднятых блоков земной коры на Фенноскандском щите мы находим выходы пород, сформировавшихся и метаморфизованных в условиях катазоны.

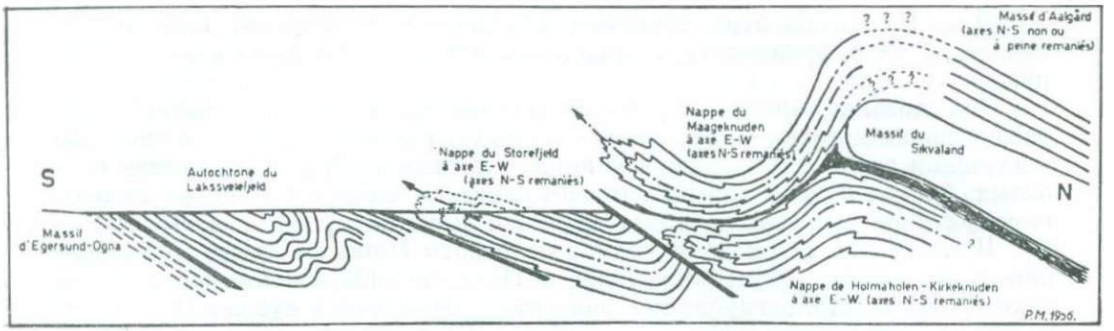
В этой связи необходимо упомянуть работы Мишо из Льежа, проводившиеся им в южном Ругаланне (южная Норвегия) [32]. Мишо показал, что тектонический стиль глубинных зон складчатого пояса существенно отличается от стиля более высоких горизонтов. В глубинных зонах мы не находим ни открытых синклиналей и антиклиналей с крутыми осевыми плоскостями, объединяемых в синклинории и антиклинории (таких, как, например, в Арденнах, см. гл. 5), ни субгоризонтальных пластовых надвигов (таких, как в каледонидах, см. данную главу, или в гельветидах, см. гл. 11). Вместо этого в катазоне перед нами предстает в высшей степени податливый стиль лежачих складок с горизонтальными осевыми плоскостями. Хотя пластовые надвиги присутствуют также и здесь, материал каждого отдельного покрова смят в складки, причем вторичные складки до мельчайших деталей повторяют залегание первичных складок. Никакого вытягивания опрокинутых крыльев хотя бы на дециметры или даже сантиметры не наблюдается (складчатость течения, но не разрыва) (фиг. 5).

Помимо тектонического аспекта катазонального «штокверка» складчатого пояса, весьма важным является и то обстоятельство, что здесь мы встречаемся с истинным основанием континентальной коры. Мишо считает, что на этих горизонтах континентальная кора состоит из материала верхней мантии. Нарастание континентальной коры могло здесь происходить в основании разреза, а не по краям, как это считают многие тектонисты. Мы не имеем возможности детально осветить петрографические исследования Мишо, и упомянули о них, только чтобы подчеркнуть значение Фенноскандского щита для познания геологии в целом.

Определения абсолютного возраста

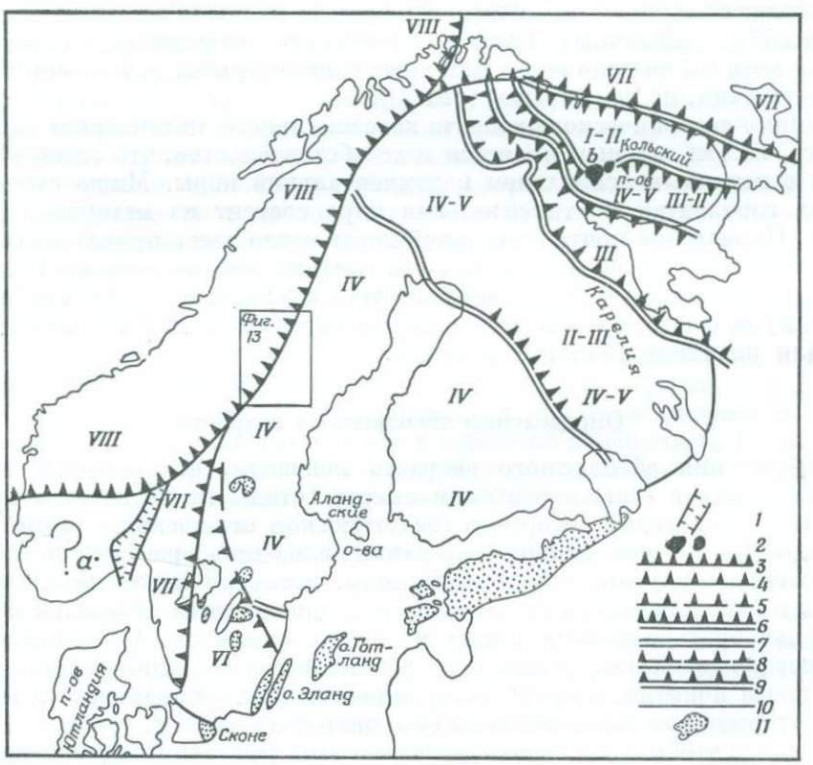
Определения абсолютного возраста показали, что вопреки прежним представлениям в «гото-карельском цикле» готиды много моложе карелид. Более того, карелиды, которые в геологическом отношении больше похожи на готиды, чем на свекофенниды, на самом деле одновозрастны с последними. Следовательно, карелиды и свекофенниды, несмотря на значительные различия в их геологическом строении, в настоящее время относятся к одному и тому же орогеническому циклу или группе циклов. По-видимому, они отражают региональные фациальные различия внутри одной и той же орогении. Отсюда понятно, с какой осторожностью следует подходить к применению концепции о последовательных орогенических циклах.

Для того чтобы представить масштабы этих различий, вкратце напомним о них. Во-первых, это различие в географическом расположении. Пояс свекофеннид, или, как их иногда называют, свионид, протягивается из центральной Швеции, огибая Стокгольм, через Ботнический залив в южную Финляндию, а пояс карелид — из северной Швеции через северную и восточную Финляндию в Карелию. Таким образом, свекофенниды и карелиды развиты на различных площадях. Кроме того, как показал Симонен [41], свекофенниды метаморфизованы в гораздо большей степени, чем карелиды. Свекофенниды содержали больше глин и песчанистых пород, ныне превратившихся в филлиты, слюдяные сланцы, кварцево-полевошпатовые сланцы и гнейсы, а также основные вулканические породы, метаморфизованные до амфиболитов.



Ф и г. 5. Разрез гнейсовых покровов (nappe) катазоны в районе к северу от Эгерсунна, южный Ругаланн, Норвегия [32].

Фестончатые складки с субгоризонтальными осями обнаруживают подобную вторичную складчатость (зеркальное отражение осевых поверхностей) без выжимания опрокинутых крыльев на дециметры или хотя бы на сантиметры.



Ф и г. 6. Фенноскандский щит [35].

1 — грабен Осло; *2* — щелочные интрузии (*a* — область развития палеозойских отложений Фен, *b* — карельксие интрузивы Кольского полуострова); *3* — граница каледонид (зубчики направлены в сторону складчатого пояса) и *VIII* — каледониды; *4* — граница рифеид и *VII* — рифеиды; *5* — граница готид и *VI* — готиды; *6* — граница свекофеннид — карелид; *IV* — свекофенниды и *IV* — *V* — верхние и нижние карелиды; *8* — граница межгорного региона беломорид и *III* — беломориды; *9* — граница саамид и *II* — саамиды; *I* — катархей; *10* — граница между выходами докембрия и чехлом молодых осадочных пород; *11* — эпиконтинентальный палеозой. Прямоугольник — площадь, изображенная на фиг. 13.

В то же время карелиды изначально содержали значительно больше кварцевых песчаников и карбонатов, ныне представленных кварцитами и доломитами; однако метаморфизованные вулканические породы основного состава есть и в карелидах.

Фациальные различия между карелидами и свекофеннидами, имеющими почти один и тот же возраст, позволяют проводить аналогию между докембрийским орогеническим циклом и более молодыми циклами. Свекофенниды представляют, по-видимому, эвгеосинклиналь, а карелиды — миогеосинклиналь одного и того же цикла. Однако не следует забывать о том, что наши знания геологии докембрия пока еще весьма скудны, как и о том, что отнюдь не для каждого молодого цикла характерно столь четко выраженное различие между эвгеосинклинальным и миогеосинклинальным развитием. Тем не менее следует признать, что полученные до сих пор результаты весьма обнадеживающи и что дальнейшие определения абсолютного возраста, несомненно, позволят узнать детали геологического строения этого региона.

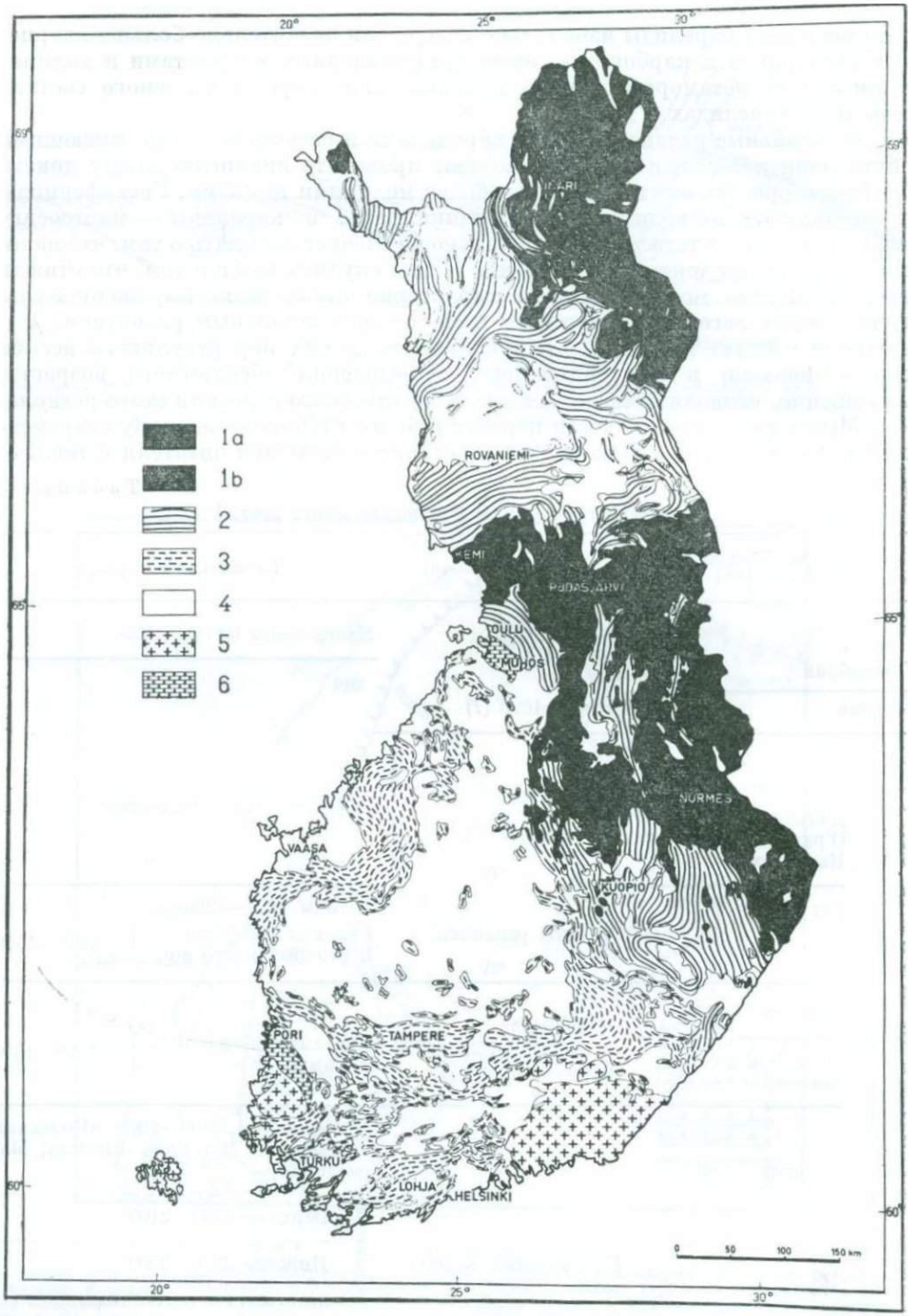
Мы не имеем возможности перейти к более глубокому анализу современных точек зрения на геологию этого региона и отсылаем читателя к табл. 3,

Таблица 3

Орогенические циклы Фенноскандского щита [1]

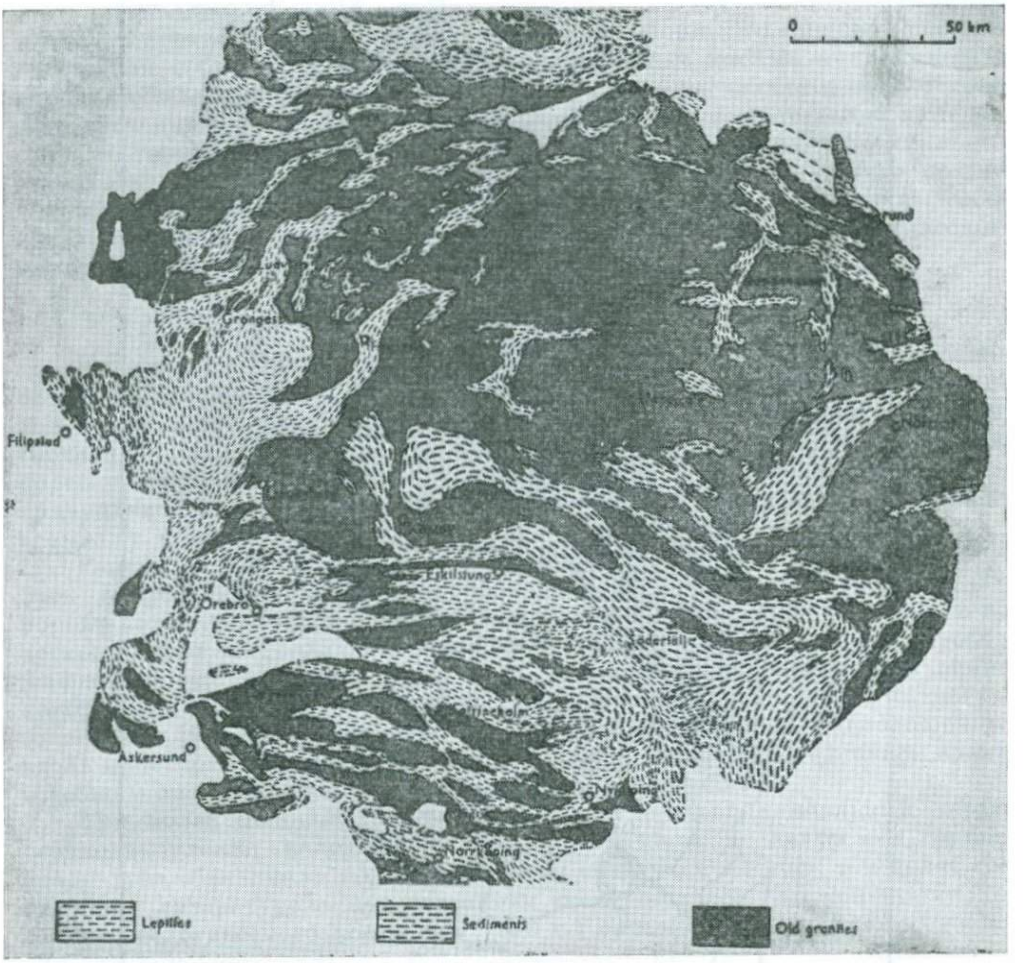
Швеция, внекаледонские области [2] [29]	Финляндия [38—40]	Балтийский щит [35]
		Каледониды 620 (!)—500
Эокембрий		
Иотний	Иотний 1620 (?)	
Субиотний		
1100—900		
Дальсландий [3] (Граниты Бохус и Карлсхамн)		Рифеиды (балт.) 1021—865
Гот 1300		Готиды 1400—1265
	Граниты рапакиви	Граниты рапакиви, Щелочные интрузии — 1640—1610
1800		
Карелий		
Свекофенний или свионий	Карелий и свекофенний — 1850—1750	Карелиды и свекофенниды — 1870—1640
Предгот		Беломориды 2100—1900 (Кольский полуостров, Шлефтео, Швеция; Мареалбиди)
		Саамиды: Верхние 2490—2100
	Предкарелий ~ 2600	Саамиды: Нижние 2870—2500
		Катархей: Верхние граниты 3100—3060
		Катархей: Нижние граниты 3500—3200

[1] Значения абсолютного возраста даны в млн. лет.
[2] Вертикальные стрелки указывают на регенерацию более древних циклов.
[3] Также южная Норвегия [18].



Ф и г. 7. Структурная карта Финляндии с областями развития карелид на северо-востоке и свекофеннид на юго-западе [41].

1—4 — «фундамент», породы, затронутые свекокарельским или более ранними орогенезами: *1а* — гранито-гнейсы, *1b* — гранулиты, *2* — карельская зона кристаллических сланцев, *3* — свекофеннская зона кристаллических сланцев, *4* — синорогенные плутонические породы; *5*, *6* — докембрий, более молодой, чем «фундамент»: *5* — анорогенные интрузивы рапакиви, *6* — осадки иотния.

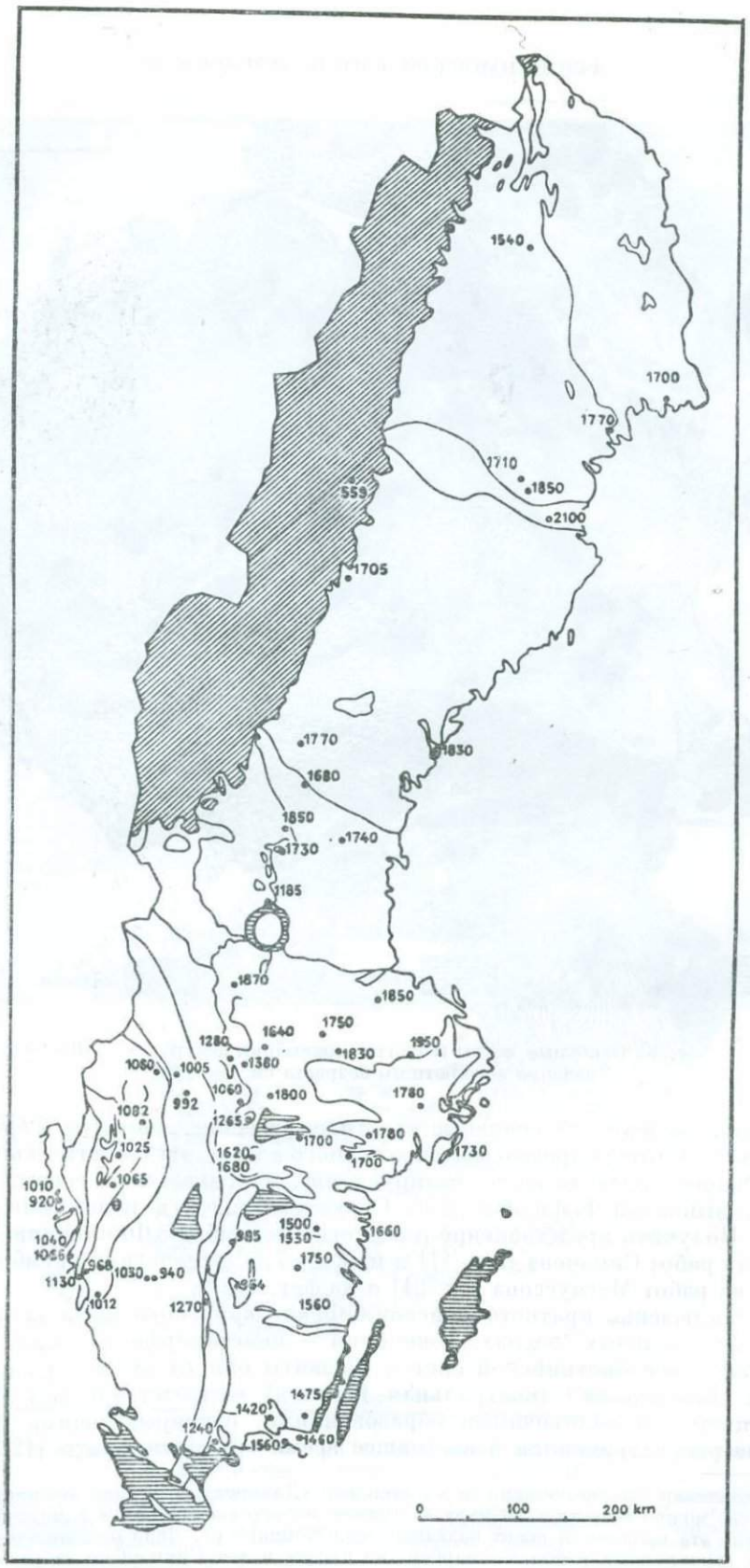


Ф и г. 8. Основные черты геологии докембрия центральной Швеции. Значения абсолютного возраста см. фиг. 9 [31].

в которой сведены все основные стратиграфические элементы Фенноскандского щита. Синтез определений абсолютного возраста и геологической структуры Фенноскандского щита, базирующийся в основном на советской литературе, выполнен Гофманом [14]. Структура щита в целом показана на фиг. 6. Получить представление о геологии докембрия Финляндии читатель может из работ Симонена [38—41] и из фиг. 7, а о геологии докембрия Швеции — из работ Магнуссона [30, 31] и из фиг. 8 и 9.

В заключение краткого описания Фенноскандского щита остановимся на самых молодых членах докембрия — неметаморфизованных породах иотнийской и субиотнийской систем. Развиты они главным образом в провинции Далекарлия [1] (центральная Швеция) и представлены в основном красноцветными обломочными образованиями, перекрывающими порфиры, которые рассматриваются в настоящее время как игнимбриты [12, 13, 37].

[1] «Далекарлия» по-шведски передается как «Даларна», и именно это наименование чаще всего можно встретить на картах. Однако в настоящее время в административном отношении эта провинция носит название лена Коппарберг. Дело осложняется тем, что древний горнорудный район Коппарберг не входит в лен Коппарберг, а располагается южнее.



Ф и г. 9. Данные определений абсолютного возраста докембрийских пород Швеции калий-аргоновым методом [31].

Этот древнейший красный песчаник Седерхольма несогласно перекрывает все более древние метаморфические толщи докембрия. Это типичная посторогеническая серия континентальных обломочных и кислых вулканических пород, сопоставимая с сериями древнего красного песчаника и нового красного песчаника, отложение которых сопровождало соответственно каледонскую и герцинскую орогении. Западнее мы находим геосинклинальный эквивалент этой серии — спарагмитовую серию — мощную толщу позднедокембрийских-эокембрийских обломочных пород, знаменующую собой начало геосинклинального осадконакопления каледонского орогенического цикла в северо-западной Швеции и Норвегии (стр. 38).

КАЛЕДОНИДЫ

Каледониды слагают пояс, протягивающийся через всю Скандинавию от юго-западной Норвегии по обеим сторонам норвежско-шведской границы вплоть до Лапландии. Их история очень похожа на историю каледонид Шотландии [4]. Литература по каледонидам, к сожалению, распылена по норвежским и шведским работам, так как эта структура делится весьма причудливой административной границей [43]. В Швеции каледониды часто называют «горной цепью».

Ранняя история каледонид Скандинавии, достаточно непонятная, началась позднедокембрийским геосинклинальным осадконакоплением. Эти породы палеонтологически не охарактеризованы, и возраст их определить нелегко; однако поскольку они отражают начало осадочного цикла, продолжавшегося еще в силуре, возраст их не может быть моложе, чем раннекембрийский. Эти позднедокембрийские серии Бреггер в 1904 г. назвал эокембрием [17, 33]. Осадконакопление в разных бассейнах, расположенных вдоль простирания будущего пояса каледонид, началось в различное время; всеобщим оно стало только в самом позднем эокембрии.

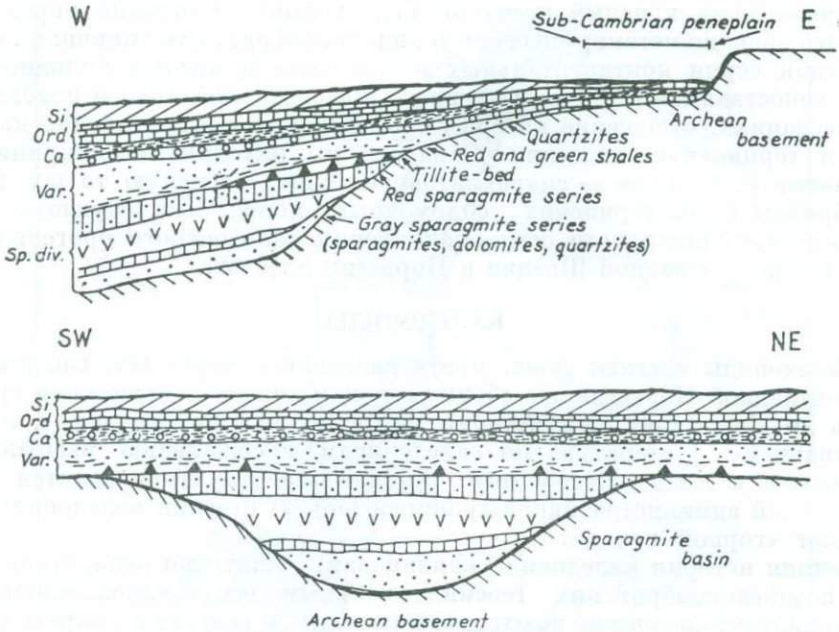
Три более молодые системы, отражающие геосинклинальный период осадконакопления каледонид — кембрий, ордовик и силур — в ранней литературе объединяли под одним общим названием «силур», а в более современной литературе — под названием «кембро-силур». До копенгагенской сессии Геологического конгресса (1960 г.) ордовик обычно рассматривался как нижняя часть силурийской системы.

Складкообразование в каледонидах, по крайней мере в некоторых частях этой горной цепи, относится к различным фазам, изученным пока еще недостаточно. Завершилось оно в конце силура, до отложения даунтонских осадков. Даунтонские осадочные породы вместе с перекрывающими их образованиями девонского возраста представляют типичную посторогенную фацию красных песчаников, испытавшую только постумную складчатость. Во время проявления главной складчатости пояс в целом был интенсивно деформирован с образованием многочисленных крупных покровов. Надвигание происходило в основном на юго-восток; внешние покровы перекрывают значительную часть Фенноскандского щита, оставшуюся стабильной.

Спарагмитовая серия

Раннее, т. е. позднедокембрийское, геосинклинальное осадконакопление представлено спарагмитовой серией. За исключением шведских песчаников Дала, позднедокембрийское осадконакопление ограничилось почти исключительно областью позднейшего складчатого пояса.

Взаимоотношения между локализованными бассейнами прогибания, в которых отлагались самые нижние члены спарагмитовой серии, и широко распространенными более молодыми осадками показаны на фиг. 10. Следует отметить, однако, что стратиграфия спарагмитовой серии может быть выявлена только вдоль восточной границы складчатого пояса, во внешних



Ф и г. 10. Схематические идеальные разрезы осадочных серий каледонид Скандинавии [3].
Варягий — эквивалент верхней спарагмитовой серии автора. Как и палеозой, варягий несогласно трансгрессивно залегает на более древних образованиях. В основании варягия часто наблюдается несогласие, к которому, как правило, приурочены прослои тиллитов (однако иногда тиллиты встречаются несколько выше по разрезу).
Si — силур, Ord — ордовик, Ca — кембрий, Var — варягий (варяжская формация), Sp. div. — спарагмиты.

покровах центральной Швеции и в районе озера Мьёса к северу от Осло, а также севернее, в Финмаркене. В других районах предполагаемого развития этой серии интенсивный метаморфизм и тектонические деформации затушевывают истинные стратиграфические отношения.

Особое внимание всегда привлекали две черты спарагмитовой серии: аркозовый характер многих ее членов и включения прослоев тиллитов как доказательство позднедокембрийского оледенения.

В табл. 4 приведена стратиграфическая колонка классической области озера Мьёса. Для получения более полного представления читатель может обратиться к работе Хольтедаля [18] и к табл. 4.

Таблица 4

Стратиграфия спарагмитовой серии, развитой в районе озера Мьёса севернее Осло [11]

Примерная мощность, м	Стратиграфия	
	Песчанистые глинистые сланцы с тонким слоем базального конгломерата (нижний кембрий)	
мин. 200	Кварциты Рингсакер Спарагмиты Вардаль	Кварцево-песчаниковая формация
50	Глинистые сланцы Экре (красные и зеленые)	
350	Конгломераты Мельв (тиллиты) с переходом в спарагмиты Мельв (красные, крупнозернистые, частично конгломератовые)	
100	Известняки (и глинистые сланцы) Бири	
150	Конгломераты Бири	
	Маломощный горизонт с глинистыми сланцами и известняками	
600	Спарагмиты Брёттум (темно-серые, с глинистыми сланцами)	
	Основание разреза не известно	

Аркозовый характер спарагмитовой серии присущ, как правило, нижней части разреза, формировавшейся в локализованных бассейнах. Здесь преобладают серые и красные аркозы, типичные спарагмитовые породы, чередующиеся с кварцитами, глинистыми сланцами и изредка с песчаниками. Породы верхней части спарагмитовой серии, распространенные весьма широко, характеризуют преобладание чистых кварцитов. Полагают, что древние аркозовые члены, чисто спарагмитовые, происходят из близлежащих гранитовых массивов, в то время как материал более широко распространенных верхних кварцитовых слоев разреза транспортировался издалека и подвергся значительному выветриванию уже до седиментации.

Прослои тиллитов в их наиболее типичной форме представлены грубозернистыми валунными глинами. Несортированные валуны самого различного размера образуют беспорядочные включения в тонкозернистой матрице. Кроме классической области озера Мьёса, тиллиты в настоящее время обнаружены также в северной Норвегии и западной Швеции. Они образуют правильные внутриформационные прослои, прослеживаемые на значительные расстояния. Эти бывшие донные морены служат доказательством существования в прошлом обширных ледниковых шапок. Вполне возможно, что здесь мы встречаемся с различными тиллитами, располагающимися на разных стратиграфических уровнях, что свидетельствует о цикличности оледенения на каком-то этапе позднего докембрия.

С более или менее аналогичными сериями позднедокембрийских обломочных пород мы встречаемся в бриовере Арморикансного массива (см. стр. 129—133).

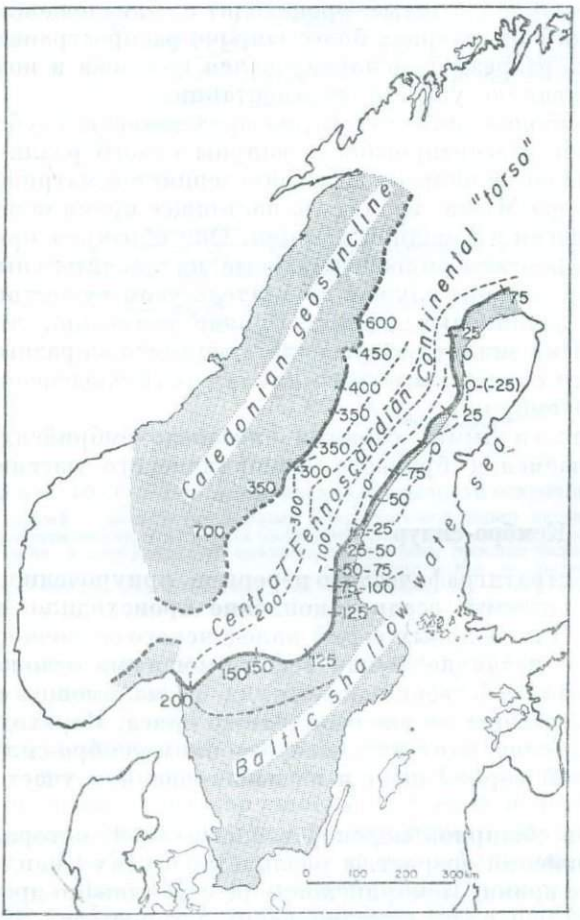
Кембро-силур

Начиная с кембрия, после стратиграфического перерыва, приуроченного к нижней части разреза этой системы, осадконакопление происходило на весьма обширной территории. Для молодых серий каледонского осадочного цикла характерно значительное различие между весьма мощными отложениями геосинклинальной фации собственно каледонид и маломощными эпиконтинентальными сериями, развитыми вне складчатого пояса. Переходы от одной фации к другой наблюдаются, например, в автохтонном кембро-силуре вдоль восточной окраины этой горной цепи и на изолированном участке в районе Осло.

Палеозойская эра началась обширной морской трансгрессией, которая, несмотря на ее в общем кембрийский возраст, в различных частях Скандинавии наступала в самое разное время. Кембрийское море затапливало древний пенеплен, «субкембрийский пенеплен» скандинавских авторов (фиг. 10).

Происхождение этого древнего пенеплена представляется недостаточно четко. Асклунд, например, сообщает, что «в начале кембрийского периода в Скандинавии произошли большие изменения — нижнекембрийской трансгрессии удалось выровнять древнюю прибрежную платформу и довести ее до состояния пенеплена». Кембрийский разрез, однако, не отражает никаких признаков этого абрадирующего воздействия нижнекембрийской трансгрессии. Как мы покажем в следующей главе, кембрий представлен в основном глинистыми и карбонатными породами с подчиненным количеством песков. Конгломераты встречаются редко и приурочены отнюдь не всегда к основанию серии. Эти включения конгломератов и песчанистых пород не должны рассматриваться как результат абрадирующего действия нижнекембрийской трансгрессии. Вместо этого можно предположить, что они — результат происходивших во время кембрийского осадконакопления интенсивных движений земной коры между осадочным бассейном и эродируемым хинтерландом, в результате чего грубозернистый материал подвергся интенсивной водной переработке и уже в таком виде был включен в состав осадочных серий.

В противовес идее об абрадирующем действии нижнекембрийской трансгрессии (которая в данном случае означает, что субкембрийский пенеплен — вовсе не пенеплен, а абразионная поверхность), мы должны обратить внимание на большую длительность периода, прошедшего после окончания последнего орогенического цикла рифеид до начала кембрийской трансгрессии.



Ф и г. 11. Палеогеография раннего кембрия Скандинавии [3].

Показаны: каледонская геосинклиналь, центрально-скандинавский «остов» («torso») и Балтийское мелководное море. В соответствии с данными Асклунда жирными кривыми обозначен высший уровень раннекембрийского моря, совпадающий с границами раннепли субкембрийского пенеплена. Пунктирные линии отвечают современным изменениям этого уровня древнего моря. Цифры означают современные высотные отметки относительно уровня моря (с учетом изменений, происходивших под влиянием ледниковой нагрузки в четвертичный период).

Пенепленизация происходила на всем протяжении континентальных периодов субиотния и иотния. Так называемый субкембрийский пенеплен является, по всей вероятности, древней и сложной поверхностью, хорошо выровненной уже до того, как на нее наступило нижнекембрийское море.

«Большие изменения в Скандинавии» имели место не в начале палеозоя, а много раньше, в начале позднедокембрийской седиментации спарагмитовой серии. Эта же картина повторилась и в начале палеозоя, породы верхней части разреза которого (варяжская серия Асклунда) характеризуются значительно более широким распространением, чем докембрийские спарагмиты.

Другой широко освещенной в литературе особенностью является «Центральный скандинавский остов» (фиг. 11). Установлено, что этот «остов»— пояс шириной примерно 200 км, располагающийся между эпиконтинентальным осадочным бассейном Прибалтики и геосинклинальным бассейном каледонид,— никогда не был покрыт отложениями кембрийского возраста. Судя по современному рельефу, вдоль западной окраины этого пояса проходила береговая линия кембрийского моря (фиг. 13).

Однако в самих кембрийских осадках не заключено никаких указаний на существование в то время литоральных условий. Напротив, во многих местах Скандинавии эта выровненная поверхность, будь то субкембрийский пенеплен или нет, заходит за пределы современной области развития кембрийских осадочных отложений. Следует напомнить, что в течение ордовика и силура «остов» не существовал (см. «Палеогеографические карты» Торслунда [30]).

В течение всего кембро-силура регрессии неоднократно сменялись трансгрессиями. Кроме того, большое значение имели посткаледонские вертикальные движения, о чем свидетельствуют эрозионные останцы девонских пород в фации древнего красного песчаника, находимые по всей Скандинавии на различных высотных отметках.

Представляется более вероятным, что «остов»— результат эрозии палеозойских пород в тех областях, где посткаледонское поднятие было относительно интенсивным. Субкембрийский пенеплен, не покрытый палеозойскими осадками, был захвачен эрозией, приведшей к образованию современного рельефа. Масштабы пост- (или поздне-)каледонской деформации субкембрийского пенеплена показаны, например, Страндом [см. 18], который приводит для этой поверхности в южной Норвегии максимальную высотную отметку 1800 м.

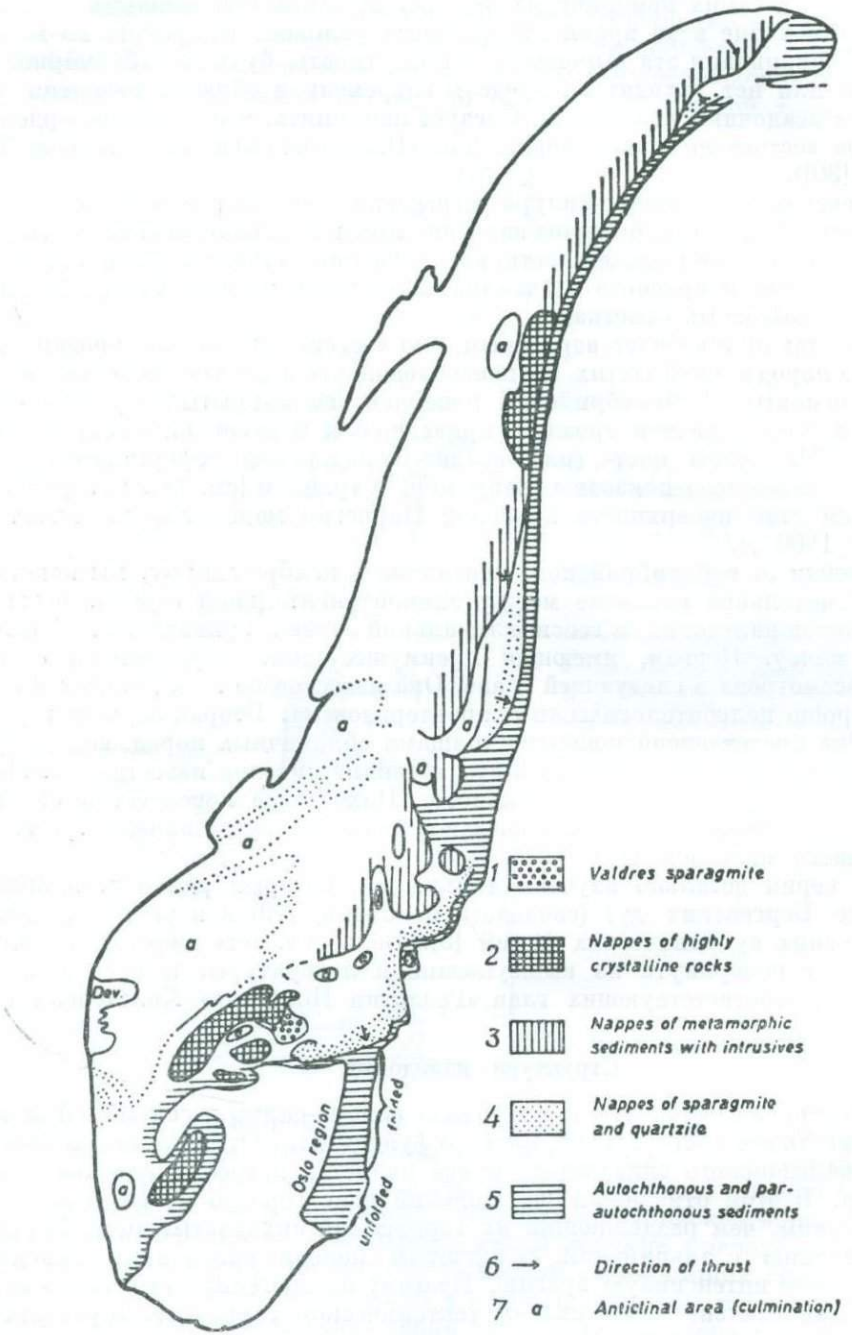
Перейдя от субкембрийского пенеплена к кембро-силуру, мы констатируем значительное различие между эпиконтинентальной серией, развитой вне пределов каледонид, и геосинклинальной серией, принадлежащей складчатому поясу. Первая, имеющая преимущественно карбонатный состав, будет рассмотрена в следующей главе. Она известна во всех деталях и зачастую хорошо палеонтологически охарактеризована. Вторая изучена гораздо хуже. Она представлена мощными толщами обломочных пород, содержащими в больших количествах вулканиты и тонкие прослои известняков. Метаморфизм — от умеренного до сильного. Находимые повсеместно скудные палеонтологические остатки показывают, что здесь представлены три системы нижнего палеозоя [18].

Эти серии детально изучены только в некоторых районах, например в районе Бергенских дуг (сводового поднятия) [19] и в районе развития тронхеймских вулканических фаций [5]. Более полную информацию читатель может почерпнуть из вышеуказанной литературы, и прежде всего, конечно, из соответствующих глав «Геологии Норвегии» Хольтедаля [18].

Структура каледонид

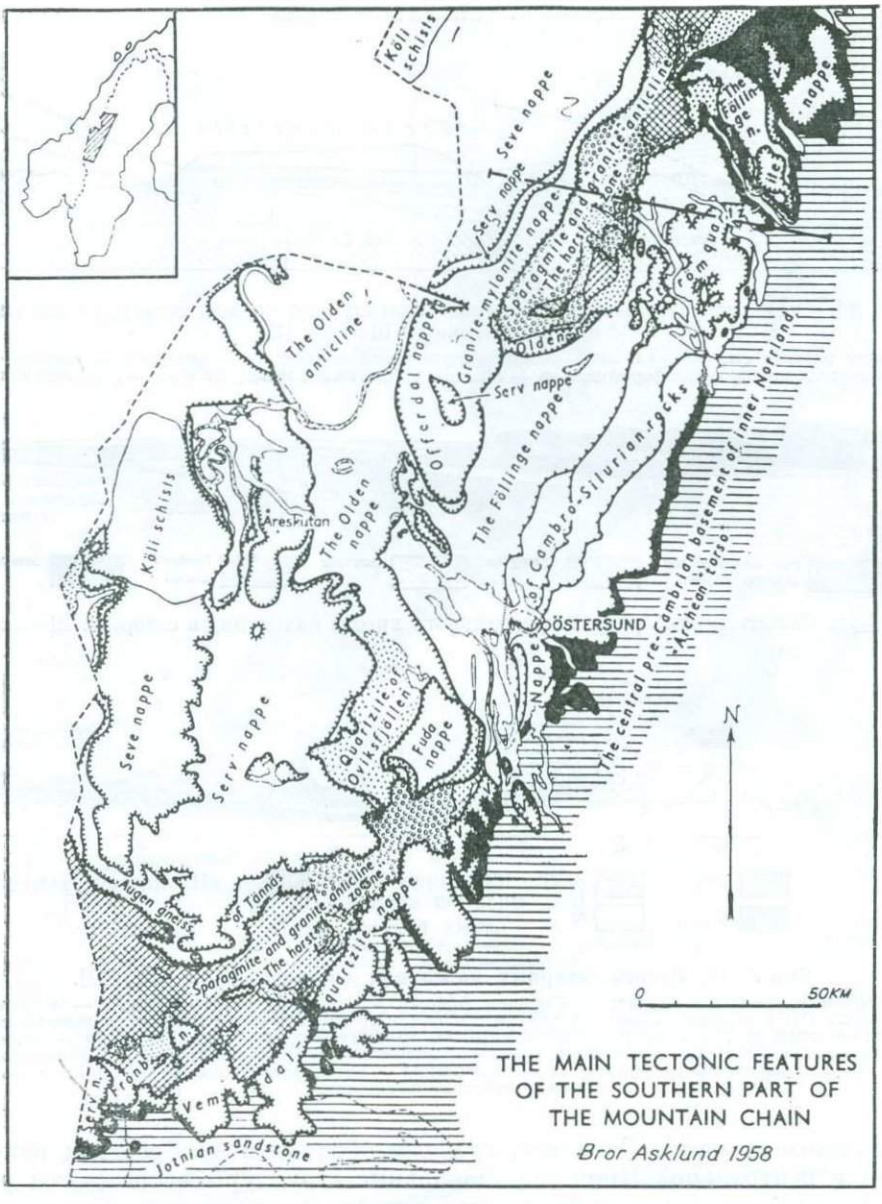
Каледонская складчатость захватила кембро-силур и эокембрий, а также значительные части докембрийского фундамента. Отличительной особенностью каледонского складчатого пояса является преобладание покровных структур. В этом отношении каледонский пояс гораздо более сопоставим с альпийским, чем разделяющий их герцинский складчатый пояс Европы. По сравнению с альпийским складчатым поясом каледониды испытали гораздо более интенсивную эрозию. Поэтому их орогенная структура обнажена на значительно более низком тектоническом горизонте. В результате в каледонидах мы находим преимущественно субгоризонтальные надвиговые поверхности нижних покровов с давно размытыми фронтальными частями.

В каледонидах Скандинавии можно обнаружить такие же региональные различия, как, например, в Альпах. Вдоль их восточной окраины наблюдается явное преобладание шарьяжных структур, сложенных главным образом тонкими, но развитыми на больших площадях субгоризонтальными слоями эокембрия или кембро-силура, или же теми и другими вместе. В то же время в южной Норвегии покровы сложены массивами значительно более метаморфизованных супракрустальных пород, гнейсов и гранитов



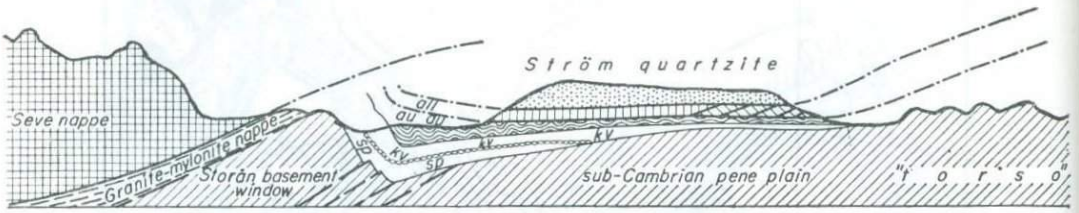
Ф и г. 12. Основные тектонические структуры каледонид Скандинавии [3].

1 — спарагмиты Вальдрес; *2* — покровы высококристаллизованных пород; *3* — покровы метаморфизованных осадочных пород с интрузиями; *4* — покровы спарагмитов и кварцитов; *5* — автохтонные и параавтохтонные осадочные образования; *6* — направление надвига; *7* — антиклинальная зона (поднятие).



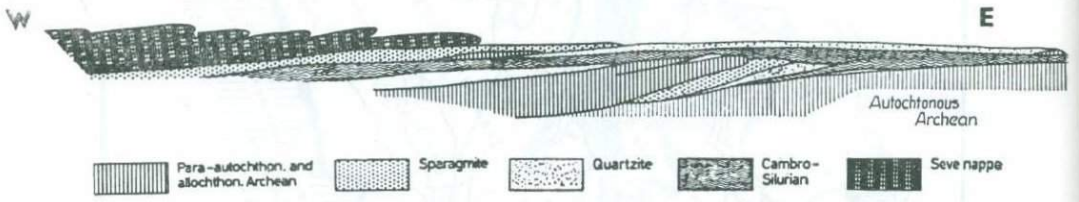
Фиг. 13. Тектоническая карта покровных структур, развитых вдоль восточного фронта каледонид центральной Швеции [3].

1—6 — автохтонный бордерленд: *1* — кембро-силур, *2* — варяжские кварциты, *3* — варяжские тиллиты, *4* — красные спарагмиты, *5* — серые спарагмиты (включая известняки Хеде), *6* — граниты и порфиры докембрийской антиклинали; *7—8* — покровы: *7* — варяжские кварциты (V), *8* — спарагмиты; *9* — границы надвигов «кембро-силурийских покровов»; *10* — границы надвигов кварцитовых покровов и частных надвиговых структур покрова Севе; *11* — границы надвига «Большого покрова Севе».

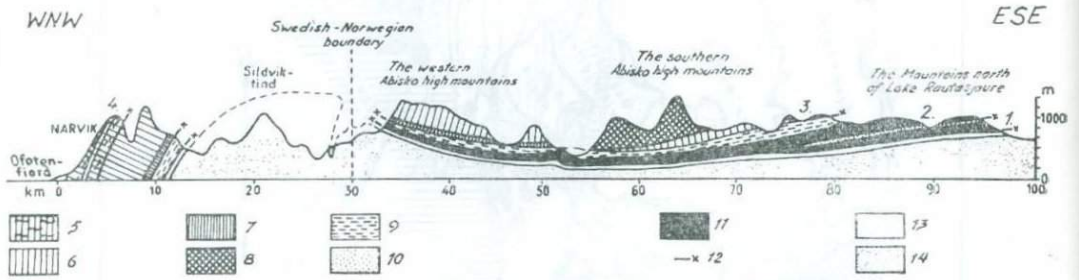


Ф и г. 14. Схематический разрез покровных структур вдоль восточного фронта каледонид центральной Швеции [3].

Привязку разреза см. фиг. 13. all — кембро-силурийский покров; au — автохтонный кембро-силур; kv — кварцитово-сланцевая формация; sp — красные спарагмиты; между kv и sp — горизонт тиллитов.



Ф и г. 15. Схематический разрез фронтального хребта каледонид в северной Швеции [6].



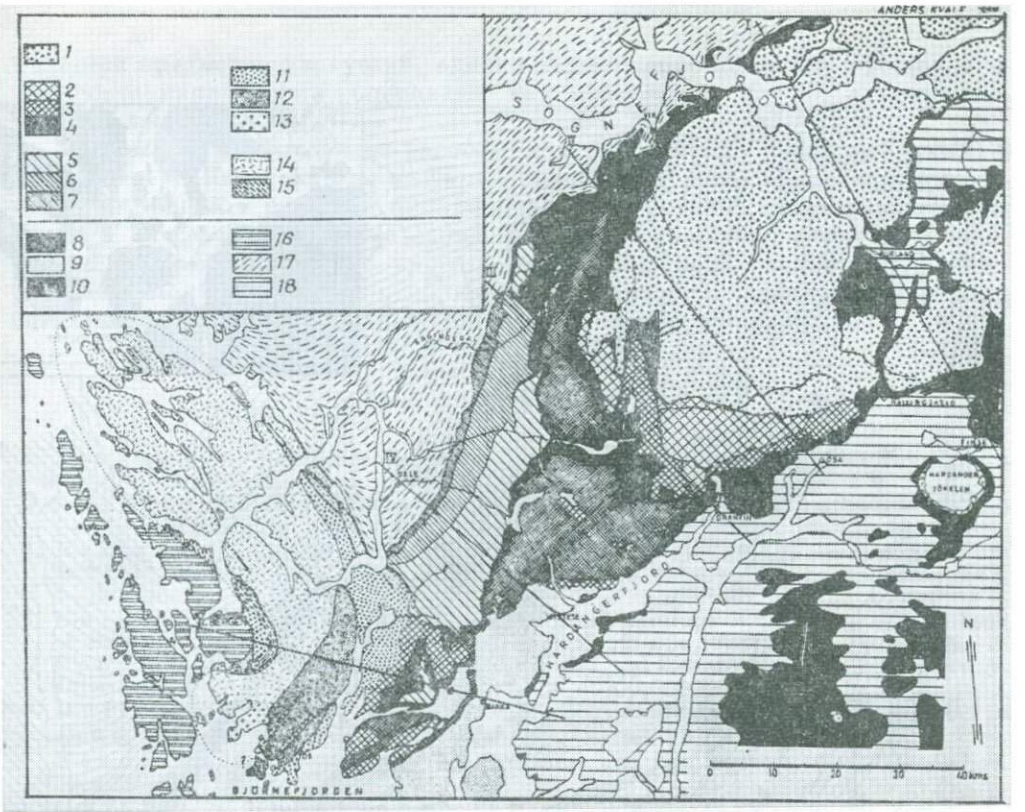
Ф и г. 16. Разрез северных каледонид восточнее Нарвика [20].

1 — покровный комплекс Раутас; *2* — покров Абиско; *3* — покров Севе — Кёли; *4* — покров Рёднингсфьелль (?); *5* — кристаллические сланцы с обилием гранитных интрузий; *6* — слюдяные сланцы и слюдяные гнейсы; *7* — мраморы, большей частью кальцитовые; *8* — амфиболиты; *9* — полосчатые серицитовые кварциты; *10* — кварциты, сланцы и доломиты; *11* — катакластические архейские граниты и сиениты надвиговых структур; *12* — надвиги; *13* — автохтонный нижний кембрий; *14* — архейский субстрат каледонид.

неизвестного возраста. Западнее, главным образом в прибрежных районах южной и центральной Норвегии, покровные структуры встречаются реже, хотя сильный метаморфизм имел место и здесь. Эта региональная структура схематически изображена на фиг. 12.

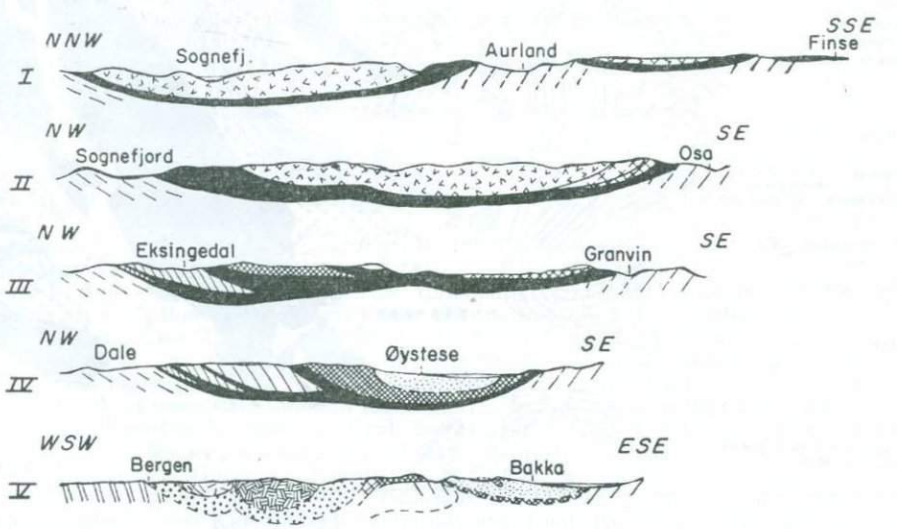
Не имея возможности вдаваться в отдельные детали, приведем только несколько примеров этих различных регионов. Один из примеров — область маломощных покровов вдоль восточной окраины складчатого пояса центральной Швеции описан Асклундом [3] (фиг. 13, 14). Другие примеры, из более северных районов, приведены Дурицом [6] (фиг. 15), а из района, расположенного восточнее Нарвика, Куллингом [20] (фиг. 16). Отличные петротектонические исследования провел Линдстрём [24].

Большие, почти горизонтальные покровы сильнометаморфизованных кристаллических пород — покровы Бергсдален (включая округа Ютунхеймен и Хардангерёкулен) детально изучены Квеле [23] (фиг. 17, 18). Покровы хорошо обнажены вдоль железнодорожной дороги из Бергена в Осло, близ Финсе, где они образуют внушительные монадноки, круто воздымающиеся над общей пенепленезированной поверхностью. Как и в большинстве складчатых поясов с покровной структурой, амплитуда надвиговых перекрытий

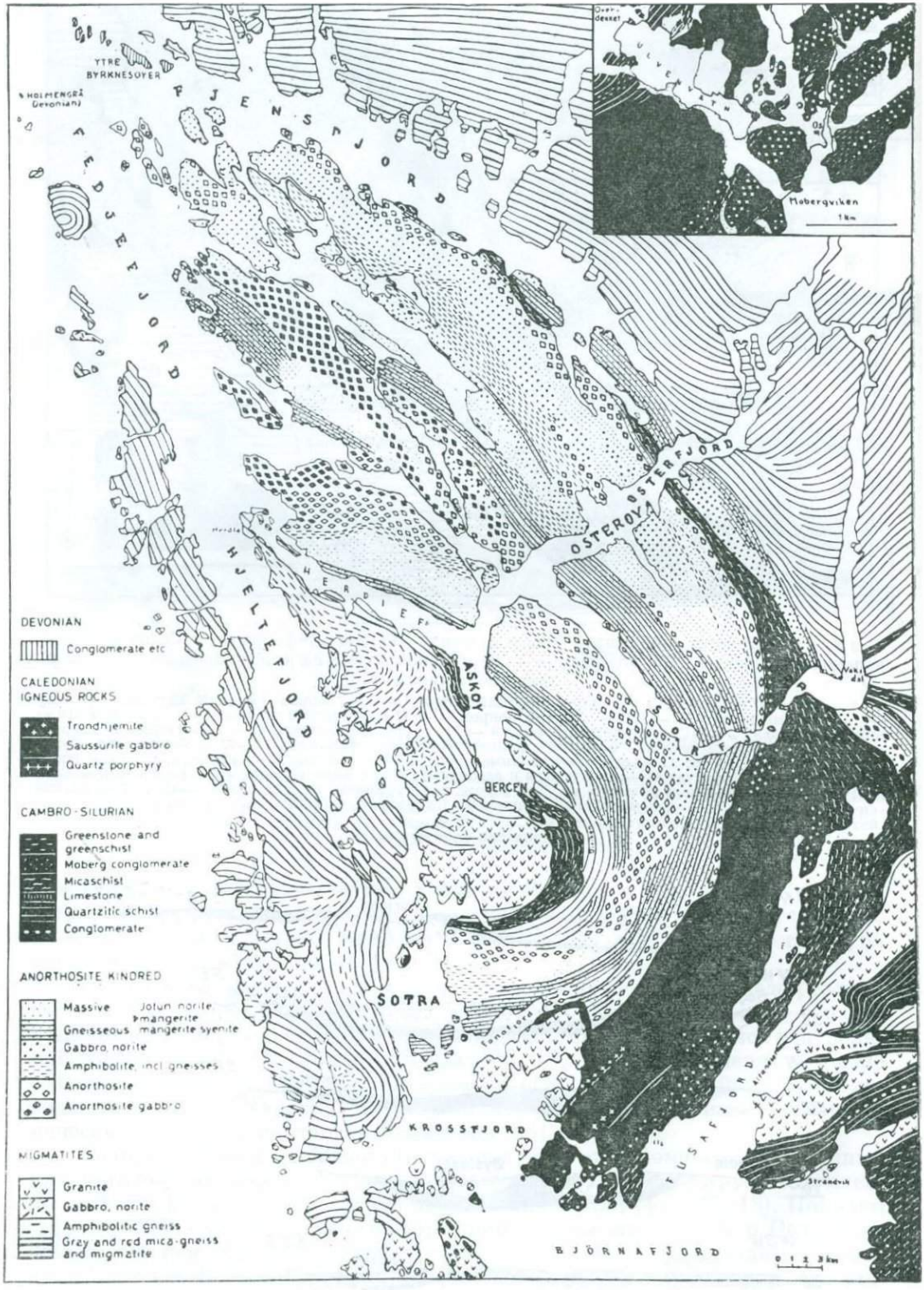


Ф и г. 17. Тектоническая карта района между Хардангер-фьордом и Согне-фьордом, западная Норвегия. На юго-западе — Бергенские дуги, на северо-востоке — Бергсдаленские покровы [23].

1—7 — система покровов: *1* — покров Верхний Ютун, *2—4* — покров Верхний Бергсдален: *2* — IIC — верхний покров, *3* — IIB — средний покров, *4* — IIA — нижний покров, *3—7* — покров Нижний Бергсдален: *5* — IC — верхний покров, *6* — IB — средний покров, *7* — IA — нижний покров; *8* — спарагмиты Вальдрес; *9* — филлиты с вулканитами; *10* — филлиты; *11—15* — Бергенские дуги: *11—13* — кембро-силур: *11* — супракрустальные породы, *12* — габбро, *13* — граниты, *14*, *15* — породы неизвестного возраста: *14* — анортозиты и ассоциирующие с ними породы, *15* — гнейсы в пределах дуг; *16* — западный район развития гнейсов (кроме того, граниты, габбро, амфиболиты); *17* — мигматиты; *18* — докембрийский фундамент (структуры частично каледонские).



Ф и г. 18. Разрезы Бергсдаленских покровов и Бергенских дуг. См. фиг. 17 [23].



Ф и г. 19. Структура Бергенских дуг на западном побережье Норвегии как пример возможных автохтонных каледонид. См. фиг. 17 и разрез V на фиг. 18 [19].

является предметом дискуссий, однако перемещение покровов в восток-юго-восточном направлении оценивают как минимум в 10—30, а возможно, и более чем в 50 км [34].

На запад от Бергсдалена расположены знаменитые Бергенские дуги [19] (фиг. 17—19). Как показано на карте, эти дуги служат юго-восточным замыканием крупной и сложной синклинальной структуры, простирающейся от Бергена на северо-запад. На западе эту структуру секут под углом более сильно метаморфизованные породы толщи западного гнейса прибрежных островов. Пока еще не ясно, является ли сложная Бергенская синклиналь автохтонной структурой или же она образует часть покрова.

ЛИТЕРАТУРА

1. Asklund B., Hauptzüge der Tektonik und Stratigraphie der mittleren Kaledoniden in Schweden, Sveriges Geol. Undersökn., Ser. C, 417, 1—99, 1938.
2. Asklund B., Le problème Cambrien — Éocambrien dans la partie centrale des Calédonides suédoises, Centr. Natl. Rech. Sci., Colloques Intern., 76, 39—52, 1958.
3. Asklund B., Studies in the thrust region of the southern part of the Swedish mountain chain, Intern. Geol. Congr., 21st, Copenhagen, Guides to Excursions, A 24, C 19, 1—60, 1960.
4. Bailey E. B., Holtedahl O., Northwestern Europe — Caledonides, Handbook of Regional Geology, Akademie Verlag, Leipzig, 1—76, 1938.
5. Carsten H., Stratigraphy and volcanism of the Trondheimsfjord area, Norway, Intern. Geol. Congr., 21st, Copenhagen, Guides to Excursions, A 4, C 1, 1—22, 1960.
6. Durietz T., Tectonic conditions in the front range of the Swedish Caledonian in central Norrland, Sveriges Geol. Undersökn., Årsbok, 53, 1—57, 1960.
7. Eskola P., Granitentstehung bei Orogenese und Epeirogenese, Geol. Rundschau, 50, 105—132, 1960.
8. Gavelin S., Lundegårdh P. H., Development of gneisses and granites in southern Sweden, Intern. Geol. Congr., 21st, Copenhagen, Guides to Excursions, A 28, C 23, 1—36, 1960.
9. Gavelin S., Magnusson N. H., Geologisk Oversiktskarta över Norden, 1:1 000 000, Generalstabens Lithorg. Anstalt, Stockholm, 1933.
10. Gignoux M., Stratigraphic Geology, Freeman, San Francisco, Calif., 1—759, 1955.
11. Henningsmoen G., Spjeldnaes N., Paleozoic stratigraphy and paleontology of the Oslo region, Eocambrian stratigraphy of the sparagmite region, southern Norway, Intern. Geol. Congr., 21st, Copenhagen, Guigen, Guides to Excursions, A 14, C 11, 1—29, 1960.
12. Hjelmqvist S., On the occurrence of ignimbrite in the Precambrian, Sveriges Geol. Undersökn., Ser. C, 542 (Årsbok, 49), 1—12, 1956.
13. Hjelmqvist S., Berggrundskarta över Kopparbergs Län, 1:200 000, Sveriges Geol. Undersökn., Ser. Ca, 40, 1966.
14. Hofmann J., Zum präkambrischen Kristallin Kareliens and der Halbinsel Kola, Geologie (Berlin), 11, 397—415, 1962.
15. Holtedahl O., On the Caledonides of Norway, Skrifter Norske Videnskaps Akad. Oslo, Mat. Naturw. Kl., 4, 1—31, 1944.
16. Holtedahl O., The structural history of Norway and its relation to Great Britain, Quart. J. Geol. Soc. London, 108, 1—65, 1952.
17. Holtedahl O., La Sparagmite Formation (Kjerulf) et l'Éocambrien (Brögger) de la Péninsule Scandinave, Centr. Natl. Rech. Sci., Colloques Intern., 76, 33—38, 1958.
18. Holtedahl O., Editor, Geology of Norway — Norg. Geol. Undersøk., 208, 1—540, 1960.
19. Kolderup C. F., Kolderup N. H., Geology of the Bergen Arc system, Bergens Museums Årsbok, Naturv. R., Skrifter, 20, 1—137, 1940.
20. Kulling O., Geijer P., The Caledonian mountain chain in the Torneträsk-Ofoten area, northern Scandinavia, The Kiruna iron ore field, Swedish Lapland, Inter. Geol. Congr., 21st, Copenhagen, Guides to Excursions, A 25, C 20, 1—76, 1960.
21. Kulp J. L., Neumann H., Some potassium — argon ages on rocks from the Norwegian basement, Ann. N. Y. Acad. Sci., 91, 469—575, 1961.
22. Kvale A., Linear structure and their relation to movement in the Caledonides of Scandinavia and Scotland, Quart. J. Geol. Soc. London, 109, 51, 1953.
23. Kvale A., The nappe area of Caledonides in western Norway, Intern. Geol. Congr., 21st, Copenhagen, Guides to Excursions, A 7, C 4, 1—43, 1960.
24. Lindström M., Beziehungen zwischen Kleinfaltenvergenzen und anderen Gefügemerkmalen in den Kaledoniden Skandinaviens, Geol. Rundschau, 51, 144—180, 1962.

25. Lundqvist G., Karta över Sveriges jordarter, 1: 1 000 000 (Quaternary deposits of Sweden), Sveriges Geol. Undersökn, Ser. Ba, 17, 1958.
26. Lundqvist G., Description to accompany the map of the Quaternary deposits of Sweden, Sveriges Geol. Undersökn, Ser. Ba, 17, 1—116, 1959.
27. Magnusson N. H., Karta över Sveriges berggrund, 1:1 000 000 (pre-Quaternary rocks of Sweden), Sveriges Geol. Undersökn., Ser. Ba, 16, 1958a.
28. Magnusson N. H., Editor, Lexique Stratigraphique International, I, Europe, 2 c, Suède, Centr. Natl. Rech. Sci., Paris, 1—498, 1958b.
29. Magnusson N. H., The stratigraphy of the Precambrian of Sweden outside the Caledonian mountains, Intern. Geol. Congr. 21st, Copenhagen, Rept. Session, Norden, 9, 132—140, 1960a.
30. Magnusson N. H., Description to accompany the map of the pre-Quaternary rocks of Sweden, Sveriges Geol. Undersökn., Ser. Ba, 16, 1—177, 1960b.
31. Magnusson N. H., The Precambrian history of Sweden, Quart. J. Geol. Soc. London, 121, 1—30, 1965.
32. Michot P., La géologie de la catazone, Intern. Geol. Congr., 21st, Copenhagen, Guides to Excursions, A 9, 1—54, 1960.
33. Neuman R. B., Palmer A. R., Critique of Eocambrian and Infracambrian, Intern. Geol. Congr., 20th. Mexico, 1956, Rept. El Sistema Cambrico, 1, 427—435, 1958.
34. Oftedahl C., On the genesis of the gabbroic rock bodies of the Norwegian Caledonides, Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, 40, 87—94, 1961.
35. Polkanov A. A., Gerling E. K., The Precambrian geochronology of the Baltic Shield, Intern. Geol. Congr., 21st, Copenhagen, Rept. Session, Norden, 9, 183—191, 1960.
36. Rankama K., Editor, The Precambrian, I, Fennoscandian Shield, Interscience, New York, N. Y., 1—279, 1963.
37. Rutten M. G., The Siljan ring of Paleozoic, central Sweden, a posthumous ringcomplex of a Late Precambrian Dala Porphyries caldera, Geol. Mijnbouw, 45, 125—136, 1966.
38. Simonen A., Pre-Quaternary rocks in Finland, Bull. Comm. Géol. Finlande, 191, 1—49, 1960a.
39. Simonen A., Petrographic provinces of the plutonic rocks of the Svecofennides of Finland, Intern. Geol. Congr., 21st, Copenhagen, Rept. Session, Norden, 13, 28—38, 1960b.
40. Simonen A., Precambrian stratigraphy of Finland, Intern. Geol. Congr., 21st, Copenhagen, Rept. Session, Norden, 9, 141—153, 1960 c.
41. Simonen A., Alter und allgemeine Charakteristik des finnischen Grundgebirges, Geol. Rundschau, 52, 250—260, 1963.
42. Störmer L., Some aspects of the Caledonian geosyncline and foreland west of the Baltic Shield, Quart. J. Geol. Soc. London, 123, 183—214, 1967.
43. Strand T., The Scandinavian Caledonides, a review, Am. J. Sci., 259, 161—172, 1961.
44. Strand T., Störmer L., Simonen A., Lexique Stratigraphique International, I, Europe, 2a, 2b, Norvège — Finland, Centr. Natl. Rech. Sci., Paris, 1—101, 1956.
45. Von Bubnoff S., Fennosarmatia, Akademie Verlag, Berlin, 1—450, 1952.

ГЛАВА 3

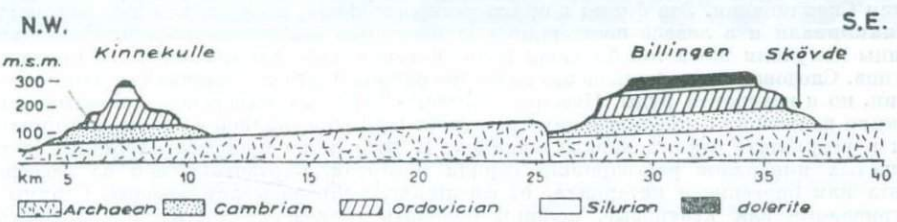
Северная Европа. Эпиконтинентальные отложения; геология района Осло, послеледниковое поднятие

ВВЕДЕНИЕ

Продолжая анализ геологии северной Европы, в этой главе мы дадим краткую характеристику, во-первых, эпиконтинентального чехла кембро-силура Швеции и, во-вторых, геологии района Осло, в грабене которого сохранились представляющие большой интерес отложения кембро-силура, а также вулканические и субвулканические породы. Кембро-силур района Осло является переходной зоной (и в петрографическом, и в тектоническом смысле) между геосинклинальной фацией каледонид и чехлом эпиконтинентальных осадочных отложений Швеции. Пермские магматиты широко известны петрографам как представители умеренно щелочных пород; вопросы их вулканологии и вулканотектоники находятся в центре внимания современных исследователей. Третья тема нашего анализа — послеледниковое изостатическое поднятие Скандинавии, происшедшее в результате освобождения от ледникового покрова. Этот классический факт уже неоднократно рассмотрен в мировой литературе, но тем не менее мы сочли необходимым включить его в обзор региональной геологии северной Европы.

ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ КЕМБРО-СИЛУРА

Отложения кембро-силурийского возраста, в общем неметаморфизованные и недислоцированные (если не считать их слабого наклона и немногочисленных разрывных нарушений), знаменуют определенный поворот в геологической истории Фенноскандского щита. В континентальной Швеции они



Ф и г. 20. Разрез эрозионных останцов нижнего палеозоя гор Киннекулле и Биллинген, центральная Швеция [52].

сохранились лишь на небольших разрозненных площадях благодаря грабеновой тектонике или покровам долеритов (фиг. 20); непрерывной полосой они протягиваются вдоль восточного побережья от Кальмара через острова Эланд и Готланд к Эстонии.

Рассматриваемые образования представлены в основном глинистыми сланцами и известняками. Для них характерна резкая фациальная изменчивость, типичная для мелководных эпиконтинентальных отложений. Эта изменчивость обусловлена местными наклонами, местными условиями переноса терригенных осадков и т. д. и имеет, по-видимому, случайный характер как в пространстве, так и во времени.

Отложения кембро-силура богаты палеонтологическими остатками и неоднократно служили объектом исследований. Однако при детальном изучении оказалось, что в этом разрезе, на первый взгляд почти полном,

с более или менее хорошо установленными биостратиграфическими зонами, есть множество пробелов. Впервые эти пробелы описаны Чернвиком [53]. Читателей, специально интересующихся данным вопросом, можно отослать в работам Жинью [9], Бринкмана [4], Торслунда [27] и к Международному стратиграфическому словарю [25]. Более детальные описания разреза содержатся в «Путеводителях к экскурсиям на 21-й сессии Международного геологического конгресса» [52, 39].

Бринкман [4] оценивает мощность эпиконтинентальных кембрийских отложений полуострова Сконе в 150 м (по сравнению с мощностью 55 м в центральной Швеции). Разрез силура (в неполном развитии) в центральной Швеции характеризуется мощностью 100 м, а на острове Готланд — около 500 м. На Сконе мощность силурийских отложений превышает 1000 м, а возможно, даже 1500 м (фация глинистых сланцев). Это местное кратковременное интенсивное прогибание, компенсировавшееся быстрым осадконакоплением, происходило в настоящих платформенных условиях, вдали от каледонской геосинклинали. Отсюда напрашивается вывод, что один из взлелеянных нами догматов — догмат о коренных отличиях между платформами и геосинклиналями, между стабильными и подвижными областями, утрирован или довольно схематичен.

Независимо от разработки детальной стратиграфии и палеонтологических корреляций большой интерес представляют квасцовые сланцы и кольм центральной Швеции, ордовикские известняки с *Orthoceras* и силурийские рифы Готланда.

Квасцовые сланцы и кольм

Квасцовые сланцы присутствуют почти в каждом разрезе кембро-силура южной Скандинавии, но характеризуются различным содержанием биогенного материала. Иногда в них присутствует довольно мелкозернистый пирит, а зачастую они представляют собой типичный черный сланец. В центральной Швеции содержание органического материала в этих отложениях столь велико, что их можно рассматривать как нефтеносные сланцы.

Квасцовые сланцы не являются специфическим явлением ни для раннего палеозоя, ни для Скандинавии. Эта фация широко распространена, например, в девоне герцинской геосинклинали и в лейасе постгерцинских бассейнов осадконакопления. Свое название сланцы получили из-за той большой роли, которую они некогда играли в производстве квасцов. Следовательно, раньше это название служило для обозначения не «только» литофации, но и квасцовой руды. Квасцы $KAl(SO_4)\cdot 12H_2O$ в средневековой промышленности служили важнейшим отбеливающим средством. Они извлекались из золы, которую получали в результате отжига черных сланцев. В ходе этого процесса алюминий и калий глинистых минералов растворялись серной кислотой, образовавшейся из рассеянного пирита или биогенного материала, и, соединяясь, образовывали квасцы. Сланцы, рассматриваемые как квасцовые, должны обладать тонкозернистостью и содержать рассеянный пирит или органические вещества. Название «квасцовые» применимо лишь к тем сланцам, которые находят поблизости от старых промышленных центров. Многие аналогичные черные сланцы известны сейчас под другими наименованиями только потому, что они описаны уже после того, как потеряли промышленное значение в качестве источника получения квасцов.

В среднем и позднем кембрии центральной Швеции квасцовые сланцы местами переходят в битуминозные (повышение содержания органического вещества). Долгое время они разрабатывались как нефтеносные (при содержаниях свыше 5,4% нефти в разрезах мощностью более 10 м). В современной промышленности их используют для производства пористого, очень легкого строительного материала («ytong»).

В линзах этих черных сланцев иногда встречается кольм — разновидность угля. И квасцовые сланцы, и кольм приобретают все большее значение благодаря присутствию в них урана. А уран, как известно, не говоря уже о его промышленном значении, дает возможность производить определения абсолютного возраста пород [8]. Абсолютный возраст средне-позднекембрийских отложений горы Биллинген (фаунистическая зона *Peltura scarabaeoides*) ныне определен минимум в 500 млн. лет.

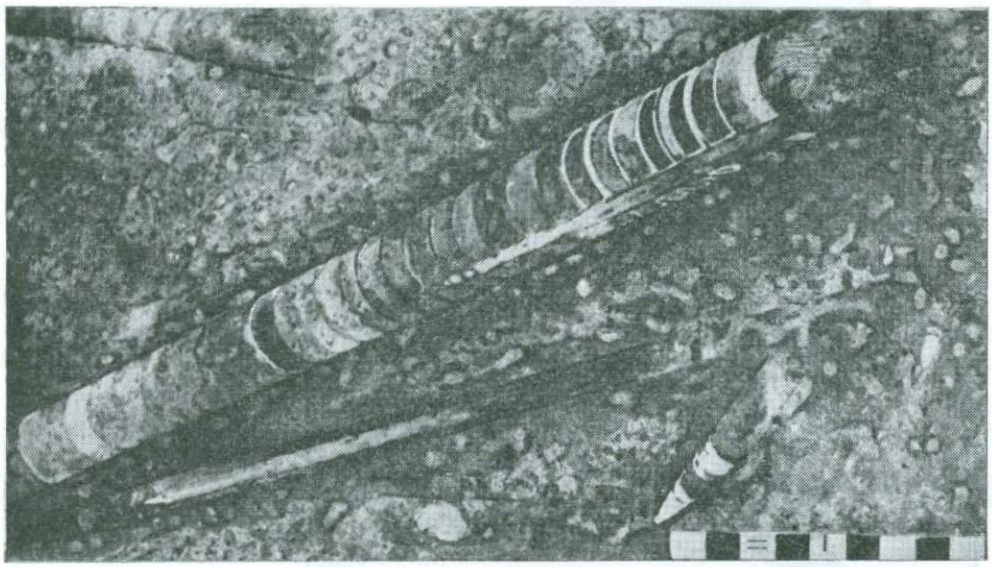
Другой важнейшей особенностью квасцовых сланцев Скандинавии является то, что в ордовике и силуре они охарактеризованы граптолитами, нередко весьма многочисленными. Граптолитовую фацию обычно считают глубоководной. Однако для рассматриваемого района дело обстоит далеко не так. О том, что осадконакопление происходило здесь

в мелководных условиях, свидетельствует и то, что эти отложения формировались в платформенных условиях, и то, что здесь наблюдается их ритмичное чередование с известняками неритовой фации в сочетании со множеством стратиграфических перерывов. Весьма возможно, что черные граптолитовые сланцы отражают осадконакопление, происходившее в мелководных бассейнах.

Ортоцератитовые известняки

Ордовикские известняки с *Orthoceras* (фиг. 21) являются замечательным строительным материалом, используемым по всей Скандинавии и в прилежащих областях. Как в его серой разновидности, используемой для настилов или обшивки стен, так и в более «изысканной» фации красных мраморов отчетливо различимы удлиненные конические раковины *Orthoceras*.

Эти известняки разрабатывают в центральной Швеции и на острове Эланд. Стратиграфия их известна во всех деталях, в то время как палеоэкология, видимо, не привлекала



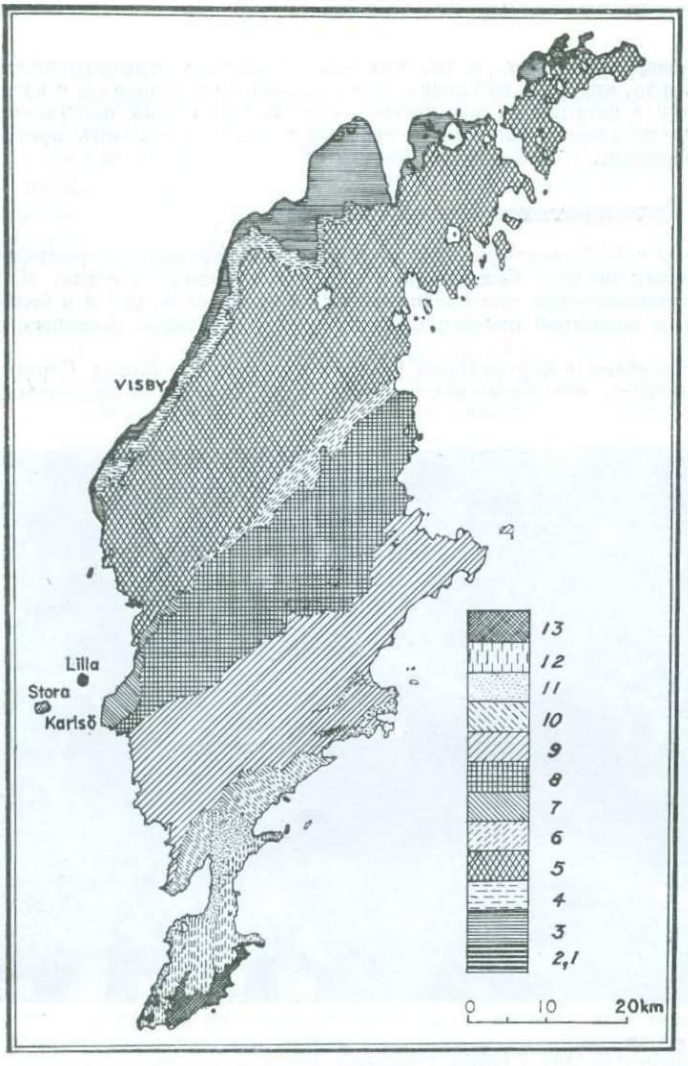
Ф и г. 21. Ордовикские известняки с *Orthoceras*.

внимания исследователей. Это тем более удивительно, что в провинции Далекарлия (центральная Швеция) также обнаружена биогермная фация ордовика [27, 52]. По-видимому, имеет смысл произвести сопоставление фации ордовикских ортоцератитовых известняков и несколько более молодых силурийских рифов Готланда, так как ордовикские рифы Сильян в Далекарлии связывают предположительно с местными постумными тектоно-магматическими процессами в позднедокембрийской кальдере [44].

Одно из лучших обнажений ортоцератитовых известняков находится в северной части острова Эланд; оно располагается вдоль берегового обрыва или «клинта» Литторинового моря.

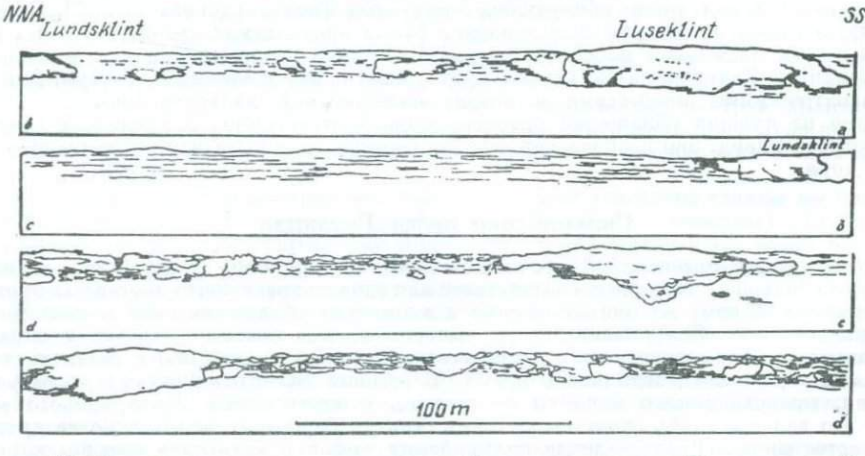
Силурийские рифы Готланда

Не в пример ортоцератитовым известнякам, силурийские рифы Готланда всегда привлекали большое внимание исследователей как одна из древнейших зоогенных биогермных формаций. К тому же они наблюдаются в хороших обнажениях вдоль живописного побережья острова. Силурийские рифы выступают, как правило, в крутых обрывах, или «клинтах», сформировавшихся в процессе поднятия Скандинавии в результате разгрузки ото льда в послеледниковое время. Береговые «клинты» Готланда — результат поднятия, происходившего начиная со времени существования Литторинового моря, потому что далее в глубь суши мы находим остатки береговых обрывов более древнего Анцилового озера. Распределение силурийских рифов в «клинтах» хорошо коррелируется с современным рельефом. Все более северные мысы характеризуются относительным преобладанием рифовых структур, более способных противостоять эрозии, чем обычные стратифицированные известняки.



Ф и г. 22. Карта острова Готланд [39].

Расшифровку стратиграфических подразделений см. в табл. 5. Биогермы присутствуют в формациях 2, 3, 5, 6, 8, 9, 12, 13 и, реже, в формациях 10 и 11.



Ф и г. 23. Разрез полуторакилометрового берегового «клинта» к северу от Висбю, Готланд [43].

Выделяются многочисленные биогермы, заключенные в стратифицированных известняках Хёгклинт.

Литература по Готланду, главным образом палеонтологическая и стратиграфическая, весьма обширна. Основное значение имеют карты масштаба 1 : 50 000 и объяснительные записки к ним [29, 11, 12]. Из других работ следует упомянуть работы Хаддинга [13], Юкса [21], Руттена [43] и путеводители к экскурсиям Регнеля и Хеде [39].

Остров Готланд сложен толщей силурийских осадочных пород мощностью около 500 м с общим наклоном на юго-восток под углом примерно 0,5°. Эта смешанная фация представляет собой чередование мраморов и известняков с очень небольшим количеством прослоев песчаников (табл. 5, фиг. 22). Рифы присутствуют в большинстве пачек известняков (фиг. 23, 24).

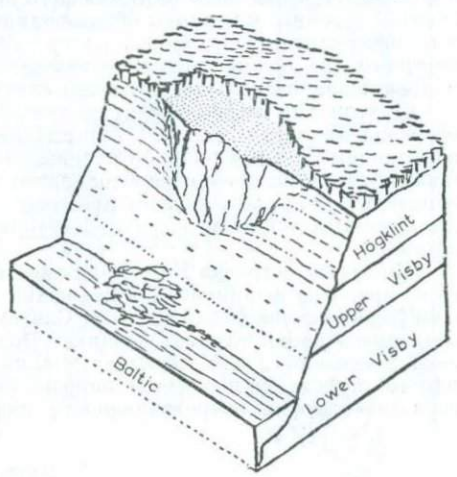
Таблица 5

Стратиграфия силура острова Готланд [1]

Готланд		Сконе	Великобритания
Стратиграфические единицы	Мощность, м		
13. Известняки Сундре	10	Нижняя формация Эвед-Рамсоса	Лудлоу
12. Известняки Хамра	40		
11. Песчаники и оолиты Вургсвик	50		
10. Группа Эке	15		
9. Группа Хемсе	100	Сланцы с *Colonus*	
8. Известняки Клинтеберг	100		
7. Мергели Мульде	25		
6. Известняки Халла	15	Сланцы с *Cyrtograptus*	Уэнлок
5. Группа Слите	100		
4. Известняки Тофта	10		
3. Известняки Хёгклинт	20		Лландовери
2. Верхние мергели Висбю	10		
1. Нижние мергели Висбю	10		

[1] Ср. фиг. 22.

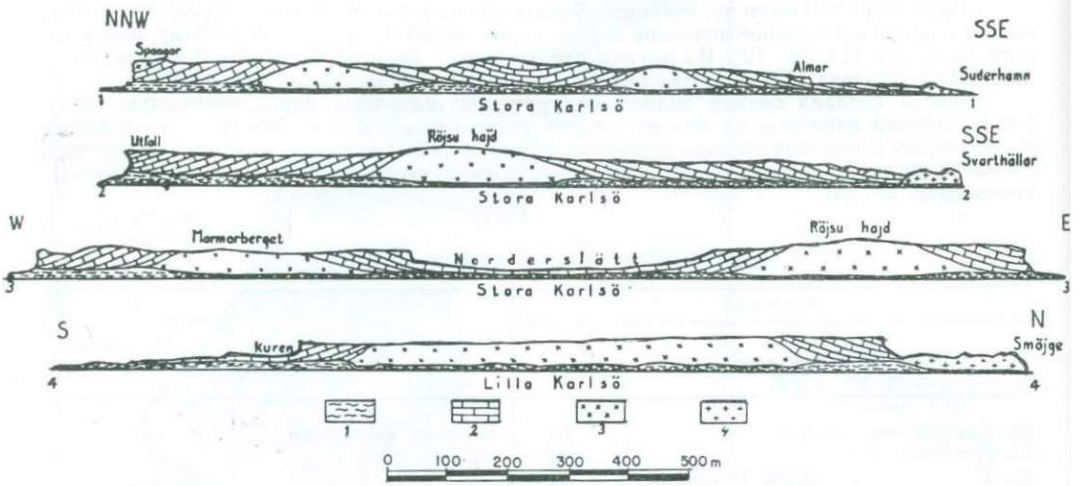
Хотя на острове встречается несколько разновидностей рифов, общей чертой всех их являются небольшие размеры. Мощность рифов не более 20 м, но, как правило, менее 10 м; по горизонтали их размеры редко превышают 100 м. В большинстве рифовых тел наблюдается множество небольших местных «несогласий», обусловленных перерывами



Фиг. 24. Схематическая блок-диаграмма биогерма известняков Хёгклинт, развитых вдоль побережья к северу от Висбю, Готланд [43].

Современная поверхность биогерма, покрытая травой (расслоенные известняки покрыты лесом), приблизительно совпадает с первоначальной поверхностью.

в росте; переход к окружающим стратифицированным известнякам резкий. Кроме того, большинству рифов Готланда свойственна «рыхлая» структура. Это объясняется тем, что биогермы построены в основном округлыми или дисковидными колониями строматопор и кораллов при небольшой доле участия ветвистых кораллов, которые в других биогермах способствуют постройке гораздо более массивной породы. В исследовании, носящем общий характер, довольно трудно определить различия между биогермом и рифовым детритом, что, возможно, и привело Юкса [21] к ошибочным корреляциям и выводам. Тот, кто хочет дополнить данные анализа роста рифов во времени и пространстве результатами полевых исследований, должен обратиться к работе Мантена [28].



Ф и г. 25. Разрезы островов Стора-Карлсё и Лилла-Карлсё у западного побережья Готланда [43].

1 — известняки; *2* — четко слоистая рифовая (криноидная) порода с радиальной первичной слоистостью; *3* — центральные строматопороидные биогермы; *4* — латеральные кораллогенные биогермы.

Итак, у этих силурийских рифов нет аналогов ни среди современных рифов (атоллов и барьерных рифов), ни среди каких-либо других ископаемых рифов геосинклинальных бассейнов. От современных рифов их отличает то, что им не нужно было расти вверх на 100 или даже более метров, для того чтобы компенсировать послеледниковое поднятие уровня моря; в то же время от ископаемых биогермов геосинклинальных бассейнов, таких, как девонские рифы Арденн (стр. 102), они отличаются тем, что им не нужно было компенсировать интенсивное прогибание земной коры.

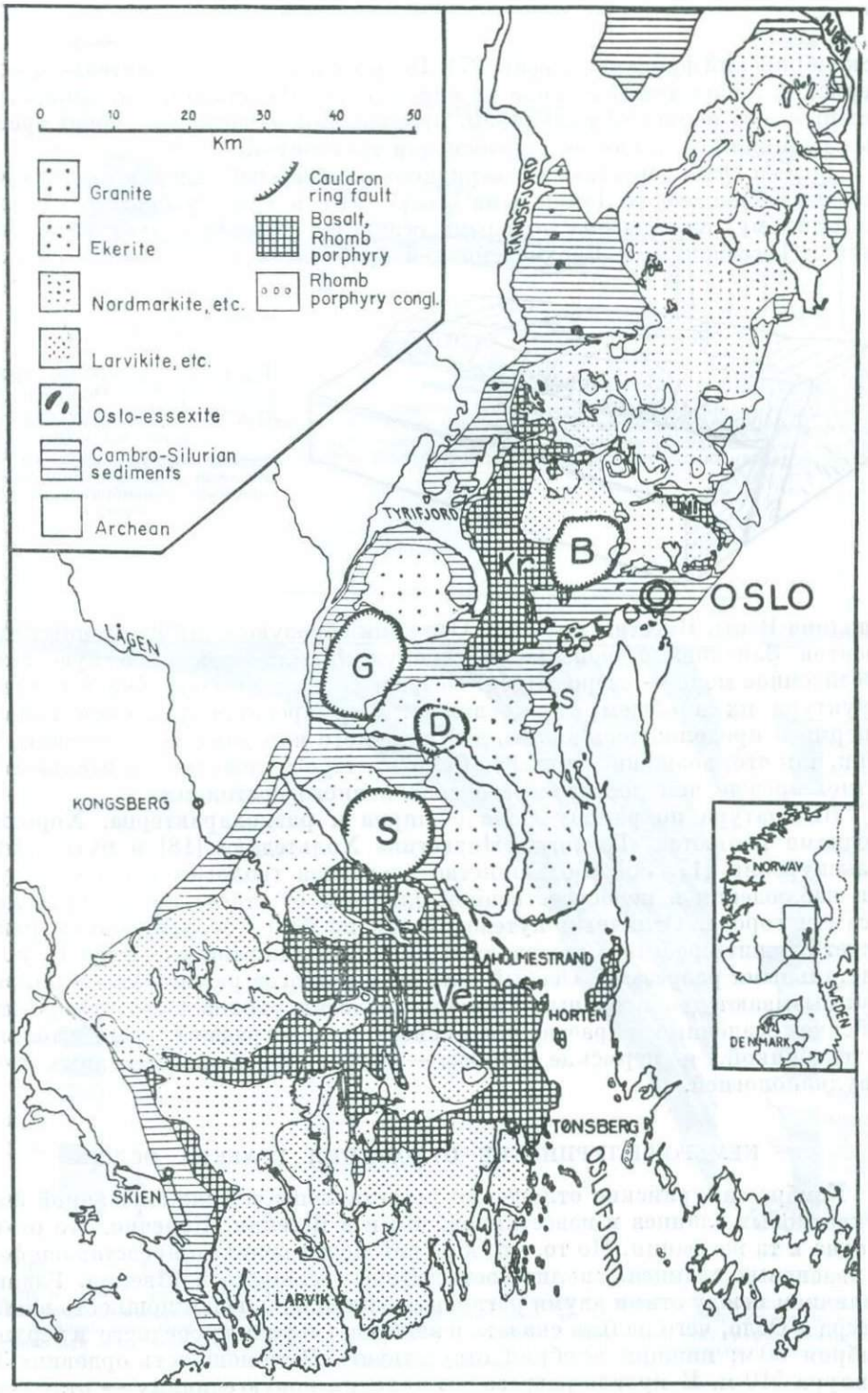
Силурийские рифы Готланда служат типичным примером роста рифов в мелководном эпиконтинентальном море при медленном прогибании земной коры. Такие условия ограничивают возможности роста рифов. В периоды отложения известняков риф не мог, разумеется, вырасти выше уровня моря того времени. Растущий риф никогда значительно не возвышается над дном окружающего его мелководного моря и не дает много детрита. С другой стороны, в периоды образования мергелей перенос терригенного тонкого глинистого материала препятствовал росту рифовых организмов. Иногда развивались только биостромы (на основе рифов, образованных Halysites), однако мощность их никогда не превышала нескольких десятков сантиметров.

Другой тип рифов развит на островах Карлсёарна, расположенных у западного побережья Готланда (фиг. 25). Эти рифы много больше по размерам и, кроме того, окружены мощным чехлом рифовой породы. Массивная порода собственно рифов всегда представлена исключительно строматопорами; хорошо стратифицированные отложения с углами падения около 20° сложены преимущественно обломками криноидей. Рифовая порода чехла формируется не из детрита, поставляемого биогермом, а из криноидей окружающего биотопа.

Биогермы островов Карлсёарна достигали больших размеров, возможно, из-за того, что во время их формирования движения земной коры были интенсивными и нерегулярными (резкая смена фаций в группе Слите). Для южных побережий обоих островов характерна интенсивная гляциотектоника. Под влиянием веса ледникового покрова подстилающие мраморы были смяты в складки и вдавлены в перекрывающие их массивные рифовые известняки и рифовые породы. Сам факт существования островов Карлсёарна — результат высокой сопротивляемости рифовых известняков ледниковой экзарации.

РАЙОН ОСЛО

В районе Осло (фиг. 26) развит грабен протяженностью около 200 и шириной 40 км, простирающийся в северо-восточном направлении под углом 20° от устья Осло-фьорда через Осло к озеру Мьёса. Величина смещения в южной части грабена оценивается в 2—3 км; в северной части грабена она меньше. В грабене еще сохранились осадочные отложения кембро-силурийского возраста и пермские вулканические породы, за пределами этой структуры уже подвергшиеся эрозии (по обеим сторонам грабена обнажен

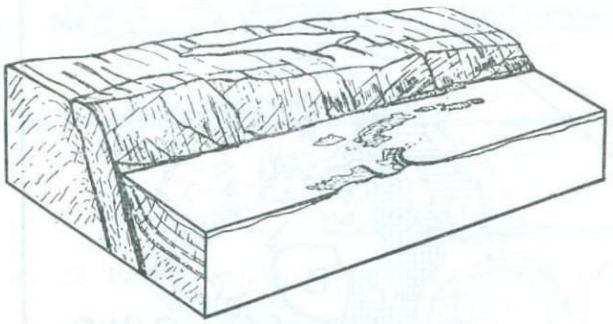


Фиг. 26. Карта района Осло [45].

Район Рамнес к югу от Вестфолля, сложенный, по современным представлениям, супракрустальными породами, игнимбритами и реоигнимбритами. Ni — район Ниттедаль; Kr — район Крокскоген; Ve — Вестфолль; B — кольдрон Берум; G — кольдрон Глиттреванн; D — кольдрон Драммен; S — кольдрон Санде; S — Слемместад [32].

докембрийский фундамент) (фиг. 27). Возраст грабена, следовательно, послепермский (более точно он пока не определен). Представляется, однако, возможным, что пермский вулканизм, проявившийся частично в виде трещинных излияний, был связан с грабеновой тектоникой.

Грабен Осло сопоставим с меридиональными грабеновыми структурами, развитыми южнее. В Дании и на севере ФРГ и ГДР грабены фундамента, по-видимому, скрыты под молодыми осадками. Такими структурами являются и Гессенский, и Верхнерейнский грабены, а также ущелье Бельфор



Фиг. 27. Восточный краевой разлом грабена Осло вдоль полуострова Несодден (вид с юго-востока) [20].

Острова в фьорде сложены ордовикскими образованиями; берега — породами докембрийского фундамента.

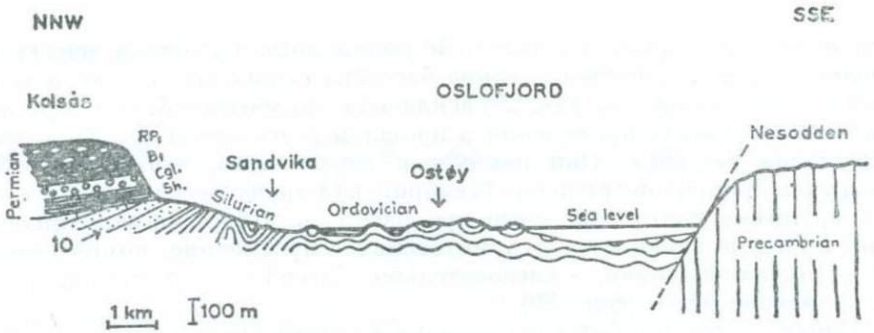
и долина Роны. Вместе с грабеном Осло они образуют один из главных линеаментов Западной Европы — выделенную Штилле тектоническую линию Средиземное море — озеро Мьёса. Возраст более южных грабенов различен; структура их в общем очень сложна. Формирование разломов началось в перми и продолжалось вплоть до третичного или даже четвертичного времени, так что, возможно, и грабен Осло претерпел довольно длительное развитие, прежде чем достиг своего современного состояния.

Литература по району Осло обширна и разнохарактерна. Хорошими сводками являются «Геология Норвегии» Хольтедаля [18] и путеводители к экскурсиям [17, 36]. Большинство элементов геологии района доступно для наблюдения в непосредственной близости от этого города, чуть ли не в самом городе. Отличным путеводителем по более ограниченному району может служить работа Хольтедаля и Дона [20] с картой масштаба 1 : 50 000 и детальными разрезами. Особый интерес у геологов различных специальностей вызывают два основных элемента геологии района Осло: кембро-силурийские осадочные образования — своей стратиграфией, палеонтологией и тектоникой, и пермские породы — петрографией изверженных пород и вулканологией.

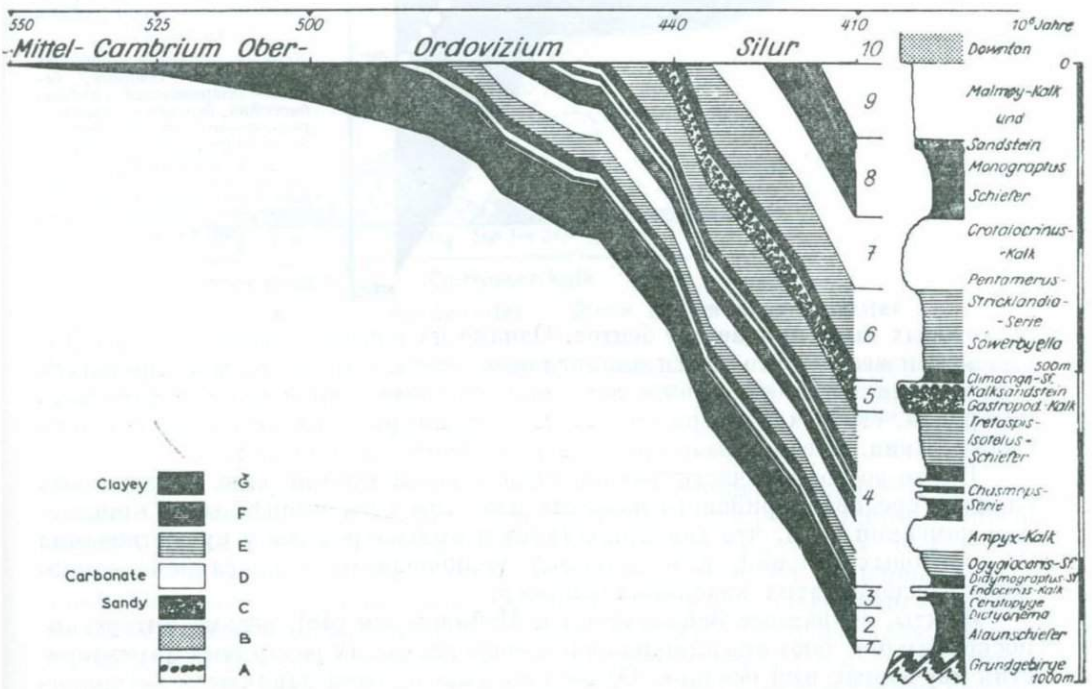
КЕМБРО-СИЛУРИЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ГРАБЕНА ОСЛО

Кембро-силурийские отложения представлены той же смешанной фацией квасцовых сланцев и известняков, что и в Швеции. Конечно, это отнюдь не одна и та же фация. Но то, что кембрий почти целиком представлен фацией квасцовых сланцев, вполне соответствует условиям в Швеции. Главным различием между этими двумя регионами является бóльшая мощность кембро-силура в Осло, чего нельзя сказать о кембрии (мощность среднего и верхнего кембрия 50 м; нижний кембрий отсутствует). Зато мощность ордовика 300, а силура 510 м. В кровле разреза мы находим новую единицу — отложения даунтонского яруса, представленные слегка смятыми в складки красноцветами мощностью по меньшей мере 500 м (фиг. 28).

Полное представление о чередовании серий обломочных и карбонатных пород дает фиг. 29, на которой отражены результаты анализа фаций кембро-силура района Осло, выполненного Зейльахером и Мейншнером [48]. Они высказали предположение, что лишенные фауны квасцовые сланцы отлага-



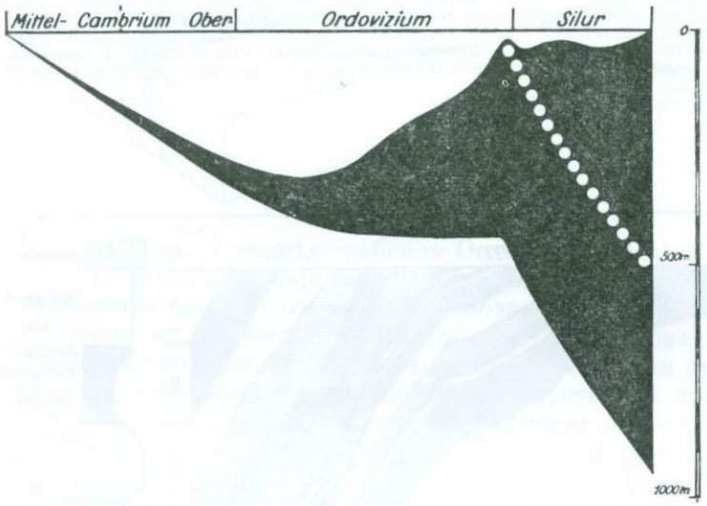
Ф и г. 28. Схематизированный разрез Осло-фьорда от Колсоса до Несоддена [17].
Слева Колсос; борт фьорда сложен ромбен-порфирами RP1, перекрывающими пермские базальты B1, пермские конгломераты и глинистые сланцы. Ниже следуют слегка смятые в складки отложения даунтонского возраста (10), несогласно перекрывающие интенсивно складчатые породы силура и ордовика. Вдоль восточного краевого разлома грабена (полуостров Несодден) обнажен докембрийский фундамент.



Ф и г. 29. Кембро-силурийское осадконакопление в районе Осло [48].
Показаны мощность осадков (колонка справа) и данные определения абсолютного возраста радиоизотопными методами (цифры вверху в млн. лет). В предположении, что все показанные осадки (название серий — колонка справа) формировались на уровне (или почти на уровне) моря, этот график можно рассматривать как осциллограмму района Осло. G — глинистые породы; D — карбонатные породы; C — песчанистые породы.

лись в глубоководных условиях, а раковинные сланцы и известняки — в мелководных. Различная глубина бассейна осадконакопления и чередование этих отложений (см. фиг. 29) исключает, по мнению Зейльахера и Мейншнера, возможность проявления в прошлом всего одной фазы постепенного погружения бассейна. Они пришли к заключению, что сначала бассейн испытывал быстрое погружение (кембрийская трансгрессия), затем в ордовике погружение почти полностью прекратилось, и бассейн заполнился осадками; в силуре вновь началось интенсивное прогибание, компенсировавшееся осадконакоплением, — следовательно, бассейн в тот период оставался совсем мелководным (фиг. 30).

Однако такое заключение основано на ошибочном представлении о том, что квасцовые сланцы могли формироваться якобы только ниже тех глубин,



Ф и г. 30. Осциллограмма кембро-силура района Осло [48].

Черным показана мощность накопленных осадков, белым — современная глубина бассейна, белыми точками — положение конгломератов зоны 5 (фиг. 29) в основании силура. Диаграмма построена в предположении, что квасцовые сланцы кембрия являются глубоководными отложениями.

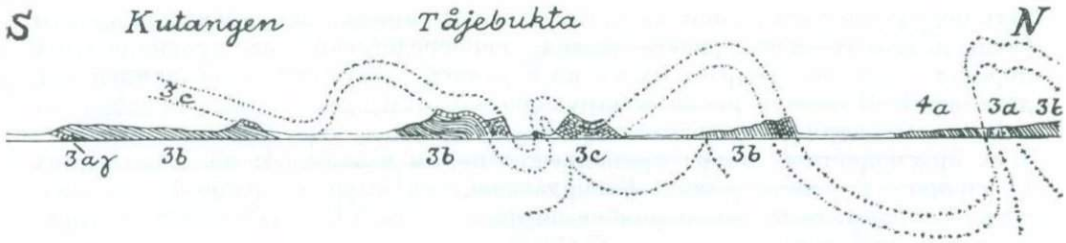
на которых ныне процветает бентос. Однако на примере ваттового моря Дании нам известно, что почти аналогичные отложения могут формироваться и на меньших глубинах. Более того, значительные количества органического материала, столь характерного для кембро-силурийских квасцовых сланцев Скандинавии, могли образовываться в тростниковых болотах.

В юго-восточной части района Осло вблизи Слемместада в квасцовых сланцах среднекембрийского возраста известны псевдоморфозы по кристаллам каменной соли, что свидетельствует о кратковременном существовании эвапоритовых условий, т. е. в пользу мелководного, а не глубоководного происхождения этих квасцовых сланцев.

Факты, собранные Зейльахером и Мейншнером [48], весьма интересны, поскольку они дают представление о множестве самых различных характеристик изученных ими осадков. Однако их выводы представляются несколько безапелляционными. Ведь одни и те же осадочные породы могли сформироваться как в бассейнах, оставшихся мелководными в течение всей своей истории, так и в бассейнах, в которых происходили ритмичные изменения циклотемного типа прогибания и осадконакопления.

Здесь мы наблюдаем переход от эпиконтинентального кембро-силура Швеции к геосинклинальной фации каледонид. Такой же переход обнаруживается и в тектонике кембро-силура Осло, где, кроме самых нижних членов разреза, обнаженных вдоль южного края грабена, осадочные отложения весьма заметно собраны в складки.

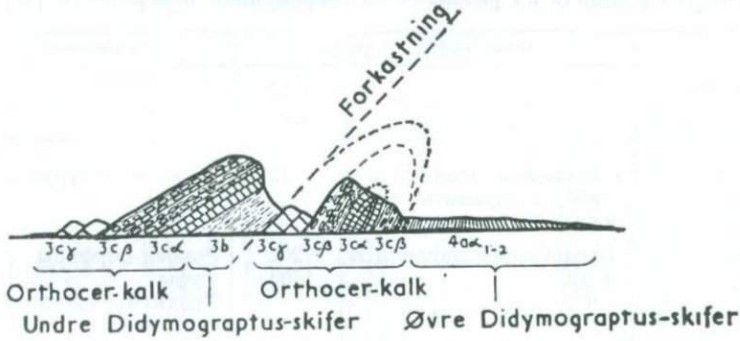
Простирание каледонской складчатости района грабена Осло (СВ 60°) севернее меняется на широтное. Эти типично каледонские простирания секутся под углами более молодыми разломами.



Ф и г. 31. Разрез кембро-ордовикских отложений вдоль западного побережья Осло-фьорда, к северу от Слемместада (складчатость типа складчатости чехла гор Юра) [20].

Складчатость по типу весьма напоминает складчатость Юры. Это сжатые асимметричные или опрокинутые антиклинали, зачастую надвинутые, и широкие мелкие синклинали. «Вергентность» (опрокидывание) направлена в общем на юг, что хорошо согласуется с опрокидыванием на юг каледонских покровов, развитых в более северных районах.

Как и аналогичные складки Юры, каледонские складки кембро-силурийских отложений грабена Осло являются типичными складками чехла.



Ф и г. 32. Разрез типичной сжатой опрокинутой антиклинали со взбросом (forkastning), образующей южный мыс полуострова Бюгдёй, район Осло [48].
$3c\gamma$, $3c\beta$, $3c\alpha$ — известняки с *Orthoceras*, 3b — нижние сланцы с *Didymograptus*; $4a\alpha_{1-2}$ — верхние сланцы с *Didymograptus*.

Консолидированный докембрийский фундамент никаких движений не испытывал. Отличие от Юры заключается в природе «складчатости срыва» (décollement). Если в Юре развиты эвапориты триасового возраста, то в районе Осло нет ни эвапоритов, ни соляных пород, ни гипсов. Их роль играют квасцовые сланцы. Самые низы кембрия принадлежат еще докембрийскому фундаменту (они падают на север под углом примерно 20°, как и субкембрийский пенеплен). В то же время кембрийские квасцовые сланцы (50 м) сильно дислоцированы. От самых низов разреза (представленного чередованием сланцев и известняков ордовика) и выше породы смяты в складки.

Складки чехла показаны на фиг. 31, 32. Из-за различия в степени эрозии чередующихся слоев известняков и сланцев, тектоническая структура оказывает самое непосредственное влияние на рельеф района Осло. Например, в заливе Осло расположение всех утесов подчинено простиранию каледонской складчатости.

Пермские плутонические породы и вулканиты

Вторым аспектом геологии грабена Осло, представляющим большой интерес для широких кругов геологов, являются пермские плутонические и вулканические породы. Прежде чем начать свой анализ, мы должны ска-

зать несколько слов об используемых наименованиях. Поскольку вулканиты Осло залегают, как представляется, непосредственно на красноцветных породах даунтона, возраст их во всей ранней литературе определялся как девонский. И только после обнаружения Хольтедалем в 1931 г. наземных ископаемых пермского возраста стало ясно, что самые верхние горизонты этих красноцветных пород принадлежат перми и залегают на даунтонских красноцветах с несогласием. Располагающиеся выше по разрезу вулканические породы, базальты и ромбен-порфиры, теперь соответственно датируются как пермские.

В ранней литературе рассматриваемый нами район назывался Кристианией вплоть до 1924 г., когда столица Норвегии получила свое первоначальное название Осло. В номенклатуре пород района Осло нашло отражение влияние Брёггера, старейшины норвежской геологии. Среди прочих своих качеств Брёггер имел склонность к «расколу» в систематике. Поэтому ранняя номенклатура пород района Осло довольно неустойчива. Барт [2] привел эту номенклатуру в соответствие с международными стандартами, и ею пользуются в общем до сих пор.

Таблица 6

Основные типы изверженных пород района Осло и общая площадь их развития на современной поверхности [18]

Группа магмы	Изверженные породы		Излившиеся породы	
	Тип породы	Площадь, км²	Тип породы	Площадь, км²
Габбровая	«Эссекситы Осло» (габбро, кауаниты, боиты)	15	Базальты и трахибазальты	220
Монцонитовая	Кьельсоситы, ларвикиты и др. ?	201 1705	Ромбен-порфиры Туфы Трахиты, риолиты, спекшиеся туфы, кратеры взрыва	1160 25 55
Нефелино-монцонитовая (до сиенитовой)	От лардалитов до фойяитов	65		
Сиенитовая	Щелочные сиениты, нордмаркиты	1400		
Гранитовая	Акериты Биотитовые граниты	821 840		
Общая площадь		5047		1460

Табл. 6 дает представление о различных типах пород, развитых в районе Осло (в соответствии с современной номенклатурой). В общем мы имеем здесь дело с умеренно щелочными породами, от монцонитов до гранитов, и сопутствующими им габброидными породами. Химический анализ основных типов пород приведен на табл. 7; их распространение в районе Осло показано на схематической карте (фиг. 26); петрографическая характеристика дана на фиг. 33.

Итак, в грабене Осло наблюдается ярко выраженное преобладание плутонических пород над вулканическими. Предполагается, однако, что обе группы пород тесно связаны между собой. Плутонические породы — это неглубоко сидящие батолиты, а субвулканические образования. Начиная с пермского времени происходила интенсивная эрозия. Современная поверхность района Осло располагалась, таким образом, на значительной глубине, определяемой в несколько километров ниже поверхностных вулканитов того времени. Следовательно, в районе Осло с его преобладанием плутонических



Фиг. 33. Петрографические соотношения основных типов пермских плутонических пород района Осло [2].

пород над вулканическими перед нами открывается возможность изучить значительно более глубокий уровень, чем в любом из других районов. В этой связи следует упомянуть произведенное Рейнольдсом [41] исследование кольцевых даек и кальдер Осло.

Таблица 7

Химический состав типичных пермских изверженных пород района Осло [18]

	Оливиновое габбро	Кауаниты	Кьельсоситы	Ларкавиты	Лардалиты	Щелочные сиениты	Нордмаркиты	Экериты	Граниты
SiO_2	46,22	46,80	57,44	57,80	54,55	59,63	63,36	76,23	77,17
TiO_2	2,12	2,78	1,42	1,15	1,40	1,03	0,96	0,27	сл.
Al_2O_3	14,70	11,60	17,30	18,82	19,07	18,47	17,00	11,35	12,09
Fe_2O_3	1,34	4,27	3,48	1,60	2,41	1,39	2,26	1,88	1,22
FeO	9,82	9,73	4,61	3,50	3,12	2,92	1,55	0,32	0,07
MnO	0,20	0,22	0,26	0,14	0,17	0,13	0,12	0,20	сл.
MgO	10,04	8,44	1,42	1,48	1,98	1,06	0,77	0,00	0,05
CaO	10,68	10,89	6,20	3,72	3,15	2,35	1,01	0,43	0,65
BaO	0,07	0,04	—	0,17	—	0,16	0,05	—	—
SrO	—	—	—	0,13	—	—	—	—	—
Na_2O	2,41	2,61	4,63	6,48	7,67	5,90	7,00	4,71	3,88
K_2O	1,12	1,30	2,96	3,97	4,84	5,61	5,58	4,57	5,05
H_2O-	0,04	0,09	—	0,02	—	0,07	0,13	0,09	—
H_2O+	0,80	1,01	0,08	0,64	0,72	0,70	0,32	0,30	0,24
P_2O_5	0,28	0,31	0,50	0,55	0,74	0,29	0,19	сл.	сл.
CO_2	0,13	0,20	—	0,10	—	0,20	0,12	—	—
Cl	—	—	0,03	0,05	—	сл.	—	—	—
F	—	—	0,03	0,04	0,12	0,03	сл.	—	—
S	0,05	0,05	—	0,03	—	—	—	—	—
FeS_2	—	—	0,15	—	—	0,08	—	—	—
Всего	100,02	100,34	100,51	100,39	99,94	100,02	100,42	100,35	100,42

Молодые разрывные нарушения секут все пермские структуры грабена, поэтому определить местоположение первоначальных границ вулканической области невозможно. Поскольку никаких признаков сокращения объема пермских пород в направлении к современным границам грабена не наблюдается, принято считать, что первичная вулканическая область была много больше участка, сохранившегося в пределах грабена. Несколько крупных даек ромбен-порфиров (вероятно, питающих даек для пермских изверженных пород) протягиваются за пределы современного грабена на расстояние свыше 10 км. Можно принять, что первоначально вулканическая область имела площадь 200 × 100 или даже 300 × 150 км (напомним, что площадь современного грабена равна 200 × 40 км). Современный объем вулканических пород оценивается в 300 км^3, в то время как первоначально он мог составлять 6000 км^3.

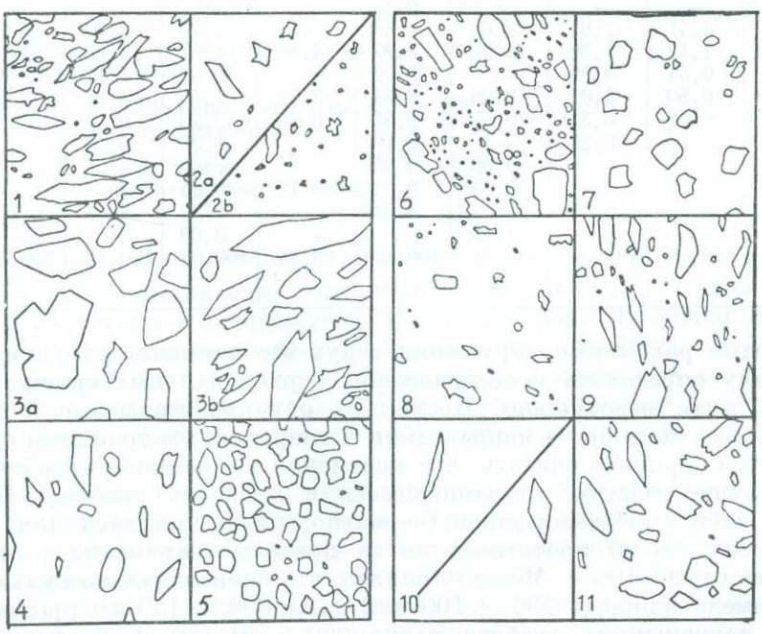
Лавы ромбен-порфиров и игнимбриты

Основной особенностью вулканических пород Осло является присутствие лав сиенитовых ромбен-порфиров. Эти породы названы так потому, что вкрапленники плагиоклаза в них имеют в сечении ромбовидную форму (фиг. 34); разновидность пород с прямоугольной формой вкрапленников носит название «прямоугольных» порфиров. Удалось разработать детальную стратиграфию лав ромбен-порфиров, причем только на основании изучения формы вкрапленников плагиоклаза, изменяющейся от одной стратиграфической единицы к другой. Некоторые из этих единиц представлены последовательными излияниями лав, другие — единым массивным лавовым покровом ромбен-порфиров. Стратиграфический анализ показывает, что большинство единиц может быть прослежено на значительной части, если не на всей территории, района Осло. Площадь распространения лав чрезвычайно велика, тогда как мощность их составляет около 2 км.

Большинство лавовых тел ромбен-порфиров разбито разрывными нарушениями и испытало легкий наклон в результате проявления субсеквентной кальдерной или грабеновой тектоники. Для них характерна ярко выраженная куэстовая форма, как это видно в лавовом покрове RP1 Колсос вблизи Осло (фиг. 28, 37). Наряду с каледонским простиранием смятых в складки осадочных пород раннего палеозоя куэсты ромбен-порфиров служат основным средством геологического контроля геоморфологии района Осло.

Ромбен-порфировые лавы — это, однако, не только вулканиты Осло. Вулканизм начался с излияния лав базальтового состава. Базальтовые лавы присутствуют в разрезе на самых различных уровнях. В упрощенном виде стратиграфия вулканических пород представлена на табл. 8.

Базальты образуют маломощные лавовые покровы с характерной шлаковой поверхностью. Обычно один базальтовый горизонт сложен несколькими лавовыми покровами. Петрографически они принадлежат трахибазальтам (по номенклатуре Ритмана). Брёггер [5, 6] ошибочно назвал их эссекситами,



Ф и г. 34. Вкрапленники плагиоклаза различных типов ромбен-порфиров RP1 — RP11, район Крокскоген близ Осло [18].

и это название используется до сих пор теми авторами, которые в силу сохранения исторических традиций не могут от него полностью отказаться.

Ромбен-порфиры имеют в общем тот же химический состав, что и плутонические кьельсоситы, изменяющийся, однако, в широких пределах. Встречаются и более кислые породы, такие, как сиенитовые порфиры Вестфолль, эквивалент нордмаркитов. Состав туфов и туфобрекчий варьирует вплоть до гранитового.

Таблица 8

Упрощенная стратиграфическая схема пермских пород района Осло [1]

Базальты B5
Ромбен-порфиры RP13—RP17
Ромбен-порфиры RP12, туфы и туфобрекчия
Базальты B3
Ромбен-порфиры RP10—RP11
Базальты B2
Ромбен-порфиры RP1—RP9
Базальты B1
Конгломераты
Глинистые сланцы
Красноцветные отложения даунтона

[1] Эта схема разработана для молодых вулканических пород южной части района Осло (см. [37]).

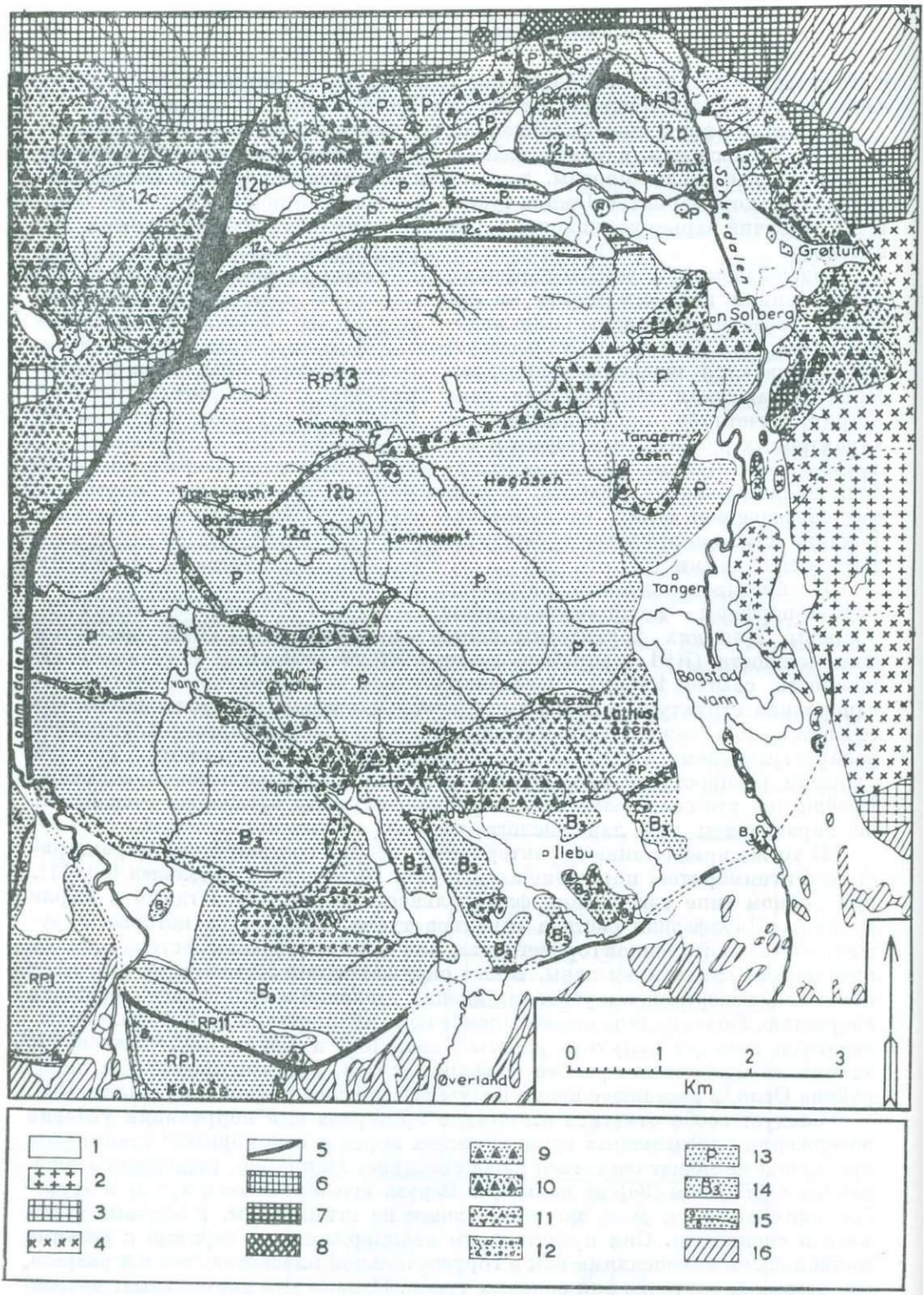
Содержащиеся в ромбен-порфирах вкрапленники полевого шпата по составу отвечают олигоклазу или андезину (An_{20-35}), но в каемках зачастую обнаруживаются щелочные минералы. Ярко выраженная моноклинная симметрия, отчетливо проявляющаяся в характерных ромбах, по которым и получила свое название порода, обусловлена двойникованием альбита. Прежние обозначения, такие, как «Na-микроклин» или «анортоклаз» представляются ошибочными [31].

В противоположность базальтам ромбен-порфиры — не типичные лавовые покровы. Для них характерны большие мощности (RP1, например, имеет мощность свыше 100 м), массивная, однородная структура и слабо выраженная, но весьма однородная текстура течения в сочетании с чрезвычайно широким и выдержанным площадным распространением. Такие характеристики остаются постоянными по всей площади распространения данной лавы или стратиграфической единицы. Вообще же это свидетельствует о крайней текучести материала — свойстве, не характерном для лав кислого состава.

В то же время такие характеристики вполне соответствуют характеристикам игнимбритов, или спекшихся туфов. По мнению Рейнольдса [40, 41], при данном типе извержения флюидальность формируется где-то в жерле вулкана. Двухфазная система осколков туфов, каждый из которых окружен собственной пленкой горячего газа, или даже трехфазная система с дополнительными капельками лавы, также окруженными собственными газовыми пленками, извергались в условиях низких давлений и изливалась с большой скоростью. Более полное представление об игнимбритах, или туфовых лавах, читателю помогут получить работы Смита [50] и Вейля [59]. Толкование механизма извержения ромбен-порфировых лав, впервые данное для пород района Осло, в настоящее время получает все более широкое признание [54].

Следует особо отметить отсутствие критериев для корреляции условий извержения определенных вулканических пород и игнимбритов; такого рода критерием не может считаться даже спекание. Например, игнимбриты, описанные Офтедалем [34] из кальдеры Берум, его «спекшиеся туфы» и «туфобрекчии» на самом деле, по-моему, вовсе не игнимбриты, а эоловые туфы, хотя и спекшиеся. Они представлены невыдержанными сериями с резкими фациальными изменениями как в горизонтальной плоскости, так и в разрезе, что весьма характерно для эоловых туфов. Однако для нормальных, массивных однородных лав ромбен-порфиров Хольтедаль ныне принимает игнимбритовые, или туфолавовые, условия извержения (устное сообщение, 1962 г.).

Дальнейшим развитием концепции игнимбритовых извержений служит концепция реоигнимбритов [42]. Представляется, что, когда туфовая лава в своем движении останавливается и газы из нее улетучиваются, она еще



Ф и г. 35. Карта кальдеры Берум близ Осло [33].

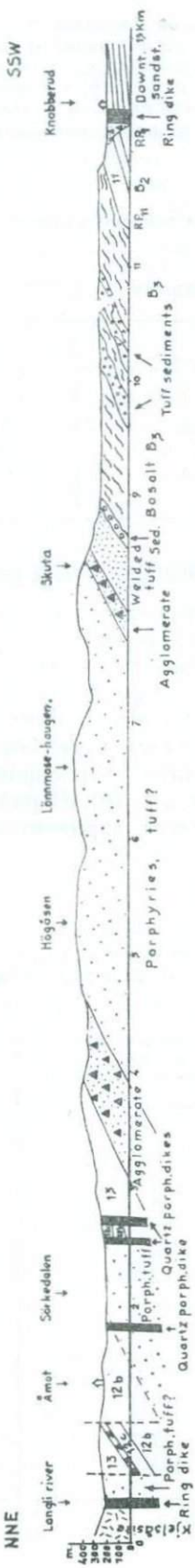
1 — четвертичные отложения; *2* — аплиты; *3* — монцонитовые гибриды (акериты); *4* — сиениты (нордмаркиты и др.); *5* — кольцевые дайки, как правило, сиенитовые порфиры; *6* — монцонитовые гибриды; *7* — сёркедалиты; *9* — спекшиеся агломераты; *10* — агломераты, спекшиеся туфы; *11* — спекшиеся туфы (фельзитовые порфиры); *12* — туфы с конгломератами и др.; *13* — порфиры от монцонитовых до сиенитовых; *14* — бальзаты (с номерами стратиграфических подразделений); *15* — ромбен-порфиры (с номерами стратиграфических подразделений); *16* — осадки кембро-силура [33].

столь горяча, что основание ее может плавиться, в результате чего образуется псевдолава. С такими псевдоигнимбритовыми структурами мы, возможно, встречаемся в пермском вулкане Рамнес и в Вестфолле [45]. Полагают, что наблюдаемый там центральный выход кристаллически-зернистых кьельсоситов в ореоле порфировых пород имеет отнюдь не плутоническое происхождение. Его можно рассматривать как выполнение кратера вулкана, в котором формировались игнимбриты. Когда извержение закончилось и жерловые газы улетучились, породы испытали субсеквентное плавление и затем, в процессе охлаждения, — перекристаллизацию с образованием зернистой породы, по текстуре напоминающей плутоническую. Пока еще не установлено, имеют ли такое же происхождение и другие «плутонические» субвулканические породы района Осло. Реоигнимбритовую структуру местами можно наблюдать в основании некоторых лав ромбен-порфиров, которые, однако, детально еще не изучены.

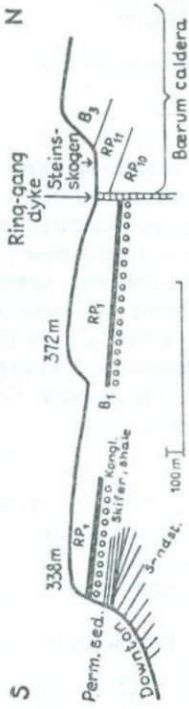
Котлообразные провалы (кольдроны)

Другой особенностью района Осло является развитие котлообразных провалов. Полагают, что эти провалы являются кальдерами. Расположение основных провалов района Осло показано на фиг. 26, а их размеры и амплитуда оседания приведены в табл. 9.

Как правило, эти провалы круглые или овальные и окружены узкой, почти вертикальной кольцевой дайкой. Такого рода структура наблюдается вблизи Осло — провал Берум (фиг. 35—37). Вдоль ее



Фиг. 36. Разрез кальдеры Берум близ Осло [33].



Фиг. 37. Разрез структуры Колсос и южный край кальдеры Берум (RP_1 вне кальдеры, кольцевая дайка, а также RP_{11} и B_3 в пределах кальдеры) [20].

южной оконечности кольцевая дайка сиенитов мощностью всего лишь 1—2 м отделяет лаву ромбен-порфиров RP1 (снаружи провала) от лав RP11 и B_3 (внутри провала), которые в разрезе смещены приблизительно на 1000 м. В других провалах аналогичная ситуация может быть затушевана, например, волочением внутренней части провала вдоль периферической части (в этом случае никакой кольцевой дайки не развивается) или внедрением в кальдеру масс более молодых плутонитов. Но в целом эти структуры везде одни и те же.

Таблица 9

Статистические данные о наиболее важных кольдронах района Осло [18]

Кольдроны	Диаметр, км	Глубина погружения, м	Объем погружения, км³
Берум	12×8,5	1000—1500	80—120
Драммен	7	~ 500	~ 17
Глиттреванн	16×10	1500	180
Санде	12	500—800	55—80
Алнсьё	15 (?)	1500—2000	—
Эянген	~ 8	3000—4000 (?)	—

Происхождение пород района Осло

В завершение анализа пермских изверженных пород необходимо сказать несколько слов об их генезисе. По-видимому, это анатектиты, образовавшиеся в результате переплавления метаморфических толщ, развитых по обе стороны грабена Осло. Главным фактором, обусловившим анатексис, были, по-видимому, горячие газы, поднимавшиеся по зарождающейся зоне разлома, впоследствии превратившегося в грабен Осло [7], что вполне соответствует постулату Клооса «поднятие — расщепление — вулканизм» (Hebung—Spaltung — Vulkanismus) (см. гл. 18). В районе Осло мы вновь имеем дело со значительно более глубокими горизонтами, чем в любом из примеров Клооса.

Таблица 10

Сопоставление идеального состава древней коры, сложенной докембрийскими метаморфическими породами, и изверженных пород района Осло [2]

Призма Осло		Древняя кора (средний химический состав изверженных пород)	Ионы, привнесенные или вынесенные из древней коры, дающие состав призмы Осло	
			+	—
Si	54,0	55,8		1,8
Ti	1,1	0,7	0,4	
Al	18,2	17,0	1,2	
Fe^{3+}	2,2	2,2		
Fe^{2+}	3,0	3,0		
Mn	0,1	0,1		
Mg	2,9	4,9		2,0
Ca	4,8	5,2		0,4
Na	8,9	7,1	1,8	
K	4,5	3,8	0,7	
P	0,3	0,2	0,1	
Сумма катионов	100,0	100,0	+4,2	—4,2
F	0,2	0,1	0,1	
OH	4,5	7,3	—	2,8
O	156,8	157,2	—	0,4
Сумма анионов	161,5	164,6	+0,1	—3,2

Теория анатектического происхождения пород района Осло базируется главным образом на двух аргументах. Первый из них — преобладание сиенитовых пород над базальтовыми (даже в предположении, что в результате гравитационной дифференциации относительно более основные породы должны находиться на более высоких горизонтах). Невозможно представить, чтобы такие кислые породы могли произойти путем фракционной кристаллизации базальтовой материнской магмы. С другой стороны, наблюдается близкое сходство среднего химического состава пород района Осло и докембрийских пород, развитых за пределами грабена.

Для подсчета среднего состава пород района Осло была взята призма протяженностью 200, шириной 40 и глубиной 30 км. Далее было принято, что эта призма Осло состоит на одну треть из базальтовых пород (эссекситы Осло), а на две трети — из сиенитовых, поскольку на более глубоких горизонтах базальтов, видимо, относительно меньше (благодаря гравитационной дифференциации). Таким образом удалось доказать сходство химического состава пород районов, на первый взгляд резко различных по геологическому строению (табл. 10).

Конечно, следовало бы детально рассмотреть вопрос о том, происходил процесс анатексиса в закрытой системе или в открытой, с «привносом» («apport») катионов, а также более общий вопрос о происхождении щелочных пород. Но это вынудило бы нас углубиться в излишние детали. Главное то, что толщи района Осло, видимо, произошли в результате переплавления вмещающих докембрийских пород. В настоящее время эта точка зрения разделяется многими исследователями.

В заключение обзора геологии района Осло приведу две цифры, характеризующие породы этого района и используемые в качестве маркирующих вех в общей геологии. Во-первых, пермские граниты и нордмаркиты, датируемые как послесреднеотенские, имеют абсолютный возраст соответственно 259 и 260 млн. лет [23]. Во-вторых, положение южного полюса в перми, подсчитанное как среднее по 538 образцам пермских вулканических пород, приходится на точку с координатами 157° в. д. и 47° с. ш. [54].

ПОСЛЕЛЕДНИКОВОЕ ПОДНЯТИЕ СКАНДИНАВИИ

В качестве постскриптума к описанию геологии северной Европы следует упомянуть о поднятии Скандинавии, происшедшем после таяния ледникового покрова. Этот немаловажный эксперимент в области изостазии, предпринятый самой планетой, привлек к себе большое внимание исследователей и широко освещен в геологической литературе, а потому вряд ли есть необходимость останавливаться на нем подробнее. Напомним только, что Балтика испытала поднятие в районе, отвечающем центру тяжести ледника, и, напротив, прогибание окраинных площадей в сочетании с эвстатическим поднятием уровня моря. История ее развития в общих чертах такова: Балтийское озеро — Иольдиевое море — Анциловое озеро — Литториновое море (предшествовавшее современному Балтийскому морю). Амплитуда поднятия береговой линии Балтийского ледникового озера на 250 м превышает уровень современного моря [3, 4, 9]. Скорость современного поднятия в Финляндии колеблется от 1 мм/год на юго-востоке страны до 9 мм/год на северо-западе [22]. В деталях картина гораздо сложнее, поскольку поднятие было дифференцированным [46, 47].

Данные о величине последникового поднятия Скандинавии удалось использовать для определения константы вязкости пластичной мантии Земли. Это оказалось возможным потому, что поток мантийного материала в направлении области, испытывающей поднятие, поддерживает это поднятие после короткого начального периода упругой реакции коры [55, 56, 15]. Вязкость мантии определена в 10^{22} П.

Из предположения о компенсации посредством конвекционных потоков следует, что время релаксации обратно пропорционально размерам области, отклонившейся от изостатического равновесия. Иными словами, время релаксации, умноженное на диаметр,— величина постоянная. Именно эта константа и была определена по скорости послеледникового поднятия Скандинавии. Для двумерного случая, в котором площадь мыслится как бесконечная в одном направлении, формула выглядит так:

$$t_r \cdot L = 6{,}3,$$

где t_r — время релаксации, в течение которого начальное отклонение от нарушения изостатического равновесия сократилось до $1/e$ его начальной величины, измеряемой в 1000 лет, а L — ширина площади, выраженная в мегаметрах, или 1000 км.

ЛИТЕРАТУРА

1. Barth T. F. W., Studies on the igneous rock complex of the Oslo region, II, Systematic petrography of the plutonic rocks, Skrifter Norske Videnskaps-Akad. Oslo, Mat. Naturv. Kl., 8, 1—104, 1945.
2. Batrh T. F. W., Studies on the igneous rock complex of the Oslo region, XIV, Provenance of the Oslo magmas, Skrifter Norske Videnskaps-Akad. Oslo, Mat. Naturv. Kl., 4, 20, 1954.
3. Brinkmann R., Abriss der Geologie, II, Historische Geologie, 8, Aufl. Enke, Stuttgart, 1—360, 1959.
4. Brinkmann R., Geologic Evolution of Europe, Enke, Stuttgart, 1—161, 1960.
5. Brögger W. C., Die Eruptivgesteine des Oslogebietes, VII, Skrifter Norske Videnskaps-Akad. Oslo, Mat. Naturv. Kl., 1, 1—147, 1934.
6. Brögger W. C., Schetelig J., Geologisk Oversiktskart over Kristianiafeltet, 1:250 000, Norges Geograph. Opmåling, Oslo, 1923.
7. Cloos H., Hebung — Spaltung — Vulkanismus, Geol. Rundschau, 30, 401—519, 637—540, 1939.
8. Cobb J. C., Kulp J. L., Isotopic geochemistry of uranium and lead in the Swedish kolm and its associated shales, Geochim. Cosmochim. Acta, 24, 226—249, 1961.
9. Gignoux M., Stratigraphic Geology, Freeman, San Francisco, Calif., 1—759, 1955.
10. Hadding A., The pre-Quaternary sedimentary rocks of Sweden, I, II, Lunds Univ. Årsskr., Avd. 2, 23 (5), 1—171, 1927.
11. Hadding A., The pre-Quaternary sedimentary rocks of Sweden, V, On the organic remains of the limestones, a short review of the limestones forming organisms, Lunds Univ. Årsskr., Avd. 2, 29, (4), 1—93, 1933.
12. Hadding A., The pre-Quaternary rocks of Sweden, VI, Reef limestones, Lunds Univ. Årsskr., Avd. 2, 37 (10), 1—132, 1941.
13. Hadding A., Silurian Reefs of Gotland, J. Geol., 58, 402—409, 1950.
14. Hadding A., Silurian algal limestones of Gotland, Indicators of shallow waters and elevation of land, some reflections on their lithological character and origin, Lunds Univ. Årsskr., Avd. 2, 56 (7), 1—25, 1959.
15. Heiskanen W. A., Vening Meinesz F. A., The Earth and its Gravity Field, McGraw-Hill, New York, N. Y., 1—470, 1958.
16. Henningsmoen G., The Cambrian of Norway, Intern. Geol. Congr., 20th, Mexico, Rept., El Sistema Cambrico, 1, 45—58, 1956.
17. Henningsmoen G., Spjeldnaes N., Paleozoic stratigraphy and paleontology of the Oslo region, Eocambrain stratigraphy of the Sparagmite region, southern Norway, Intern. Geol. Congr., 21st, Copenhagen, Guides to Excursions, A 14, C 11, 1—29, 1960.
18. Holtedahl O., Editor, Geology of Norway, Norg. Geol. Undersøk., 208, 1—540, 1960.
19. Hjelmqvist S., Beskrivning till berggrundskarta över Kopparbergers Län, Sveriges Geol., Undersøkn., 40, 1—217, 1966.
20. Holtedahl O., Dons J. A., Geological guide to Oslo and district, with map 1:50 000, Skrifter Norske Videnskaps-Akad. Oslo, Mat. Naturv. Kl., 3, 1—86, 1957.
21. Jux U., Die Riffe Gotlands und ihre angrenzenden Sedimentationsräume, Stockholm Contrib. Geol., 1 (4), 41—89, 1957.
22. Kääriänen E., On the recent uplift of the earth's crust in Finland, Veröffentl. Finn. Geodät. Inst. Helsinki, 32, 1—106, 1953.
23. Kulp J. L., Geologic time scale, Science, 133, 1105—1114, 1961.
24. Magnusson N. H., Karta över Sveriges berggrund, 1 : 1 000 000 (pre-Quaternary rocks of Sweden), Sveriges Geol. Undersökn, Ser. Ba, 16, 1958a.
25. Magnusson N. H., Editor, Lexique Stratigraphique International, I, Europe, 2c, Suède, Centr. Natl. Rech. Sci., Paris, 1—498, 1958b.

26. Magnusson N. H., The stratigraphy of the Precambrian of Sweden outside the Caledonian mountains, Intern. Geol., Congr., 21st, Copenhagen, Rept., Session Norden, 9, 132—140, 1960a.
27. Magnusson N. H., Editor, Description to accompany the map of the pre-Quaternary rocks of Sweden, Sveriges Geol. Undersökn., Ser. Ba., 16, 1—177, 1960b.
28. Manten A. A., Middle Paleozoic Reefs of Gotland, Elsevier, Amsterdam, в печати.
29. Munthe H., Hede J. E., Von Post L., Gotlands geologi, Sveriges Geol. Undersökn., Årsbok, 18 (3), 1—130, 1924.
30. Oftedahl C., Studies on the igneous rock complex of the Oslo region, VI, On akerites, felsites and rhombporphyries, Skrifter Norske Videnskaps-Akad. Oslo, Mat. Naturv. Kl., 1, 1—51, 1946.
31. Oftedahl C., Studies on the igneous rock complex of the Oslo region, IX, The feldspars, Skrifter Norske Videnskaps-Akad. Oslo, Mat. Naturv. Kl., 3, 1948.
32. Oftedahl C., Studies on the igneous rock complex of the Oslo region, XII, The lavas, Skrifter Norske Videnskaps-Akad. Oslo, Mat. Naturv. Kl., 3, 64, 1952.
33. Oftedahl C., Studies on the igneous rock complex of the Oslo region, XIII, The cauldrons, Skrifter Norske Videnskaps-Akad. Oslo, Mat. Naturv. Kl., 3, 1—108, 1953.
34. Oftedahl C., Studies on the igneous rock complex of the Oslo region, XVI, On ignimbrite and related rocks, Skrifter Norske Videnskaps-Akad. Oslo, Mat. Naturv. Kl., 4, 1—21, 1957.
35. Oftedahl C., Volcanic sequence and magma formation in the Oslo region, Geol., Rundschau, 48, 18—26, 1959.
36. Oftedahl C., Permian igneous rocks of the Oslo graben, Norway, Intern. Geol. Congr., 21st., Copenhagen, Guides to Excursions, A 11, C 7, 1—23, 1960.
37. Oftedahl C., Magmen-Entstehung und Lava-Stratigraphie im südlichen Oslo-Gebiete, Geol. Rundschau, 57, 203—218, 1967.
38. Ramsay W., Changes of sea-level resulting from the increase and decrease of glaciations, Publ. Mineral. Geol. Inst. Helsinki, 53, 1—52, 1930.
39. Regnèll G., Hede J. E., The Lower Paleozoic of Scania, the Silurian of Gotland, Intern. Geol. Congr., 21st, Copenhagen, Guides to Excursions, A 22, C 17, 1—87, 1960.
40. Reynolds D. L., Fluidization as a geological process and its bearing on the problem of intrusive granites, Am. J. Sci., 252, 577—614, 1954.
41. Reynolds D. L., Calderas and ring-complexes, Verhandel. Koninkl. Ned. Geol. Mijnbouwk. Genoot., Geol. Ser., 16, 355—379, 1965.
42. Rittmann A., Cenni sulle colate di ignimbriti, Boll. Acad. Gioenia Sci. Nat. Catania, 4 (10), 524—533, 1958.
43. Rutten M. G., Detailuntersuchungen an Gotländischen Riffen, Geol. Rundschau, 47, 359—384, 1958.
44. Rutten M. G., The Siljan ring of Paleozoic, central Sweden, a posthumous ring-complex of a Late Precambrian Dala Porphyries caldera, Geol. Mijnbouw, 45, 125—136, 1966.
45. Rutten M. G., Van Everdingen R. O., Rheo-ignimbrites of the Ramnes Volcano, Permian Oslo graben, Geol. Mijnbouw, 23, 49—57, 1961.
46. Sauramo M., Das Rätsel des Ancylussees, Geol. Rundschau, 42, 197—233, 1954.
47. Sauramo M., Land uplift with hinge-lines in Fennoscandia, Ann. Acad. Sci. Fennicae, Ser. A, 3 (44), 1—25, 1955.
48. Seilacher A., Meinschner D., Fazies-Analyse im Paläozoikum des Oslogebietes, Geol. Rundschau, 54, 596—618, 1965.
49. Simonen A., Cambrian sediments in Finland, Intern. Geol. Congr., 20th, Mexico, Rept., El Sistema Cambrico, 1, 91—96, 1956.
50. Smith R. L., Ash flows, Bull. Geol. Soc. Am., 71, 795—842, 1960.
51. Strand T., Störmer L., Simonen A., Lexique Stratigraphique International, I, Europe, 2a, 2b, Norvège — Finlande, Centr. Natl. Rech. Sci., Paris, 101, 1956.
52. Thorslund P., Jaanusson V., The Cambrian, Ordovician and Silurian in Väster-Götland, Närke, Dlarna and Jämtland, central Sweden, Intern. Geol. Congr., 21st, Copenhagen, Guides to Excursions, A 23, C 18, 1—51, 1960.
53. Tjernvik T. E., On the Early Ordovician of Sweden, Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, 36, 107—284, 1958.
54. Van Everdignen R. O., Studies on the igneous rock complex of the Oslo region, XVII, Palaeomagnetic analysis of Permian extrusives in the Oslo region, Norway, Skrifter Norske Videnskaps-Akad. Oslo, Mat. Naturv. Kl., 1—80, 1960.
55. Vening Meinesz F. A., The determination of the earth's plasticity from the post-Glacial uplift of Scandinavia, isostatic adjustment, Kon. Ned. Akad. Wetenschap., Proc., Ser. B, 40, 654—662, 1937.
56. Vening Meinesz F. A., The Earth's Crust and Mantle, Elsevier, Amsterdam, 1—124, 1964.
57. Westergard A. H., Sveriges olenidskiffer, Sveriges Geol. Undersökn., Ser. Ca, 18, 1—205, 1922.
58. Wetzel W., Sedimentpetrographische Studien an den Kambro-Silurischen Ablagerungen des Billingen, Z. Deut. Geol. Ges., 99, 139—149, 1947.
59. Weyl R., Mittelamerikanische Ignimbrite, Neues Jahrb. Geol. Paläontol., Abhandl., 113, 23—46, 1961.

ГЛАВА 4

Герцинская Европа. Общие проблемы

ПОНЯТИЯ «ГЕРЦИНСКИЙ» И «ВАРИСЦИЙСКИЙ»

Герцинская Европа, Скандинавия и каледониды Шотландии составляют второй основной элемент физической географии Западной Европы — возвышенности. Герцинская Европа охватывает все области, в которых самой молодой орогенией была герцинская и которые в настоящее время не покрыты (или уже не покрыты) постгерцинскими образованиями.

Герцинский — термин, используемый в романских языках. Его эквивалентом в немецком языке является термин *варисцийский*. Дело осложняется тем, что в немецком языке термин *герцинский* используется не для обозначения периодов орогенеза, а для обозначения направления (простирания) разрывных нарушений. Соответственно в немецком языке *варисцийский орогенез* и *герцинское простирание* — понятия совершенно различные. Понятие *герцинское простирание* применяют к разломам более молодым, чем *варисцийский орогенез*, т. е., следуя романской номенклатуре, к постгерцинским. К тому же это *простирание* является северо-запад — юго-восточным, т. е. почти перпендикулярным простиранию складчатого пояса Германии. В настоящее время даже немецкие авторы [17] стараются применять термин «герцинский» в романском понимании; но во всей более ранней литературе на немецком языке и в литературе стран, находящихся под влиянием немецкой терминологии, таких, как Испания и Финляндия, вместо термина «герцинский» используют понятие *варисцийский*.

В этой связи все еще остаются злободневными жалобы Клооса [5]: «Введение «тектонических простираний»: рудногорского, рейнского и герцинского — облегчение для специалистов, но не для читателей-иностранцев. А как именовать поставляемые нашей непокорной Землей промежуточные простирания? Может быть, «франконскими» и «антифранконскими»? Или «полого» и «круто» рейнскими и герцинскими и т. д.? В каких понятиях «полого» и «круто» не будет означать «полого» и «круто», а «более восточный» и «более северный»? И почему, например, термин «рудногорский» означает простирание, а термин «судетский»— орогеническую фазу?»

Еще большие осложнения внес Коэ [8], используя термины герцинский «только в смысле времени», а варисцийский — «в географическом смысле (только?) для складчатого пояса в целом». Более того, понятие «арморикан-ский» этот автор использовал в географическом смысле «для западной половины Центрального массива», забывая о том, что северная часть Арморикан-ского массива характеризуется варисцийским, а южная — арморикан-ским простираниями (см. стр. 129).

Данные по геологии герцинской Европы рассеяны, вероятно, по тысячам публикаций. Общие проблемы, главным образом стратиграфические, освещены в работах Бубнова, Жинью и Бринкмана (ссылки на которые даны во введении) и в томах I,4 и I,5 Международного стратиграфического словаря. Поскольку Центральная Европа, и в частности ФРГ и ГДР, а также Бельгия и Франция заключают многие элементы герцинской Европы, работы по региональной геологии этих стран могут также служить хорошим подспорьем в изучении литературы по данной проблеме. В частности, следует сослаться на работы Фурмарье [12], Бертрана [2], Дорна [9] и Кнеча [17]. Ссылки на литературу менее общего характера будут приводиться при рассмотрении отдельных частных вопросов.

ГЕРЦИНСКИЕ ВОЗВЫШЕННОСТИ

Как уже говорилось в гл. 1, герцинские возвышенности не представляют собой какой-то единой территории или единой цепи гор. Это отдельные разобщенные блоки земной коры, обладающие иногда довольно большими размерами и сложной структурой. Их структура обязана своим происхождением главным образом герцинской, но частично (правда, всегда в меньшей степени) и более древним орогениям. Свой современный облик возвышенностей (в противоположность своей внутренней структуре) блоки приобрели в результате гораздо более молодых движений, главным образом плио-плейстоценовых, причем только вертикальных.

Перечисление герцинских возвышенностей мы начнем с области, расположенной к югу от низменностей Нидерландов и ФРГ; эта область отделяет каледонские возвышенности Скандинавии и Фенноскандский щит от герцинской Европы.

К югу от низменностей располагаются Арденны Бельгии (гл. 5), граничащие с много большими по размерам Рейнскими Сланцевыми горами (гл. 6). Эти горные сооружения в свою очередь на юго-востоке граничат с двумя единицами, более или менее разобщенными в географическом смысле, но геологически тем не менее составляющими единое целое — Хунсрюком и Таунусом. Далее на восток мы встречаемся с такой обособленной единицей, как горы Гарц [10, 29, 30].

Юго-западнее перечисленных возвышенностей располагается другая крупная единица, сформированная полуостровами Бретань и Котантен (гл. 7), образующими Арморикапский массив Франции. Его юго-восточная окраина, плато Пуатье, связывает низкие плато Парижского и Аквитанского бассейнов.

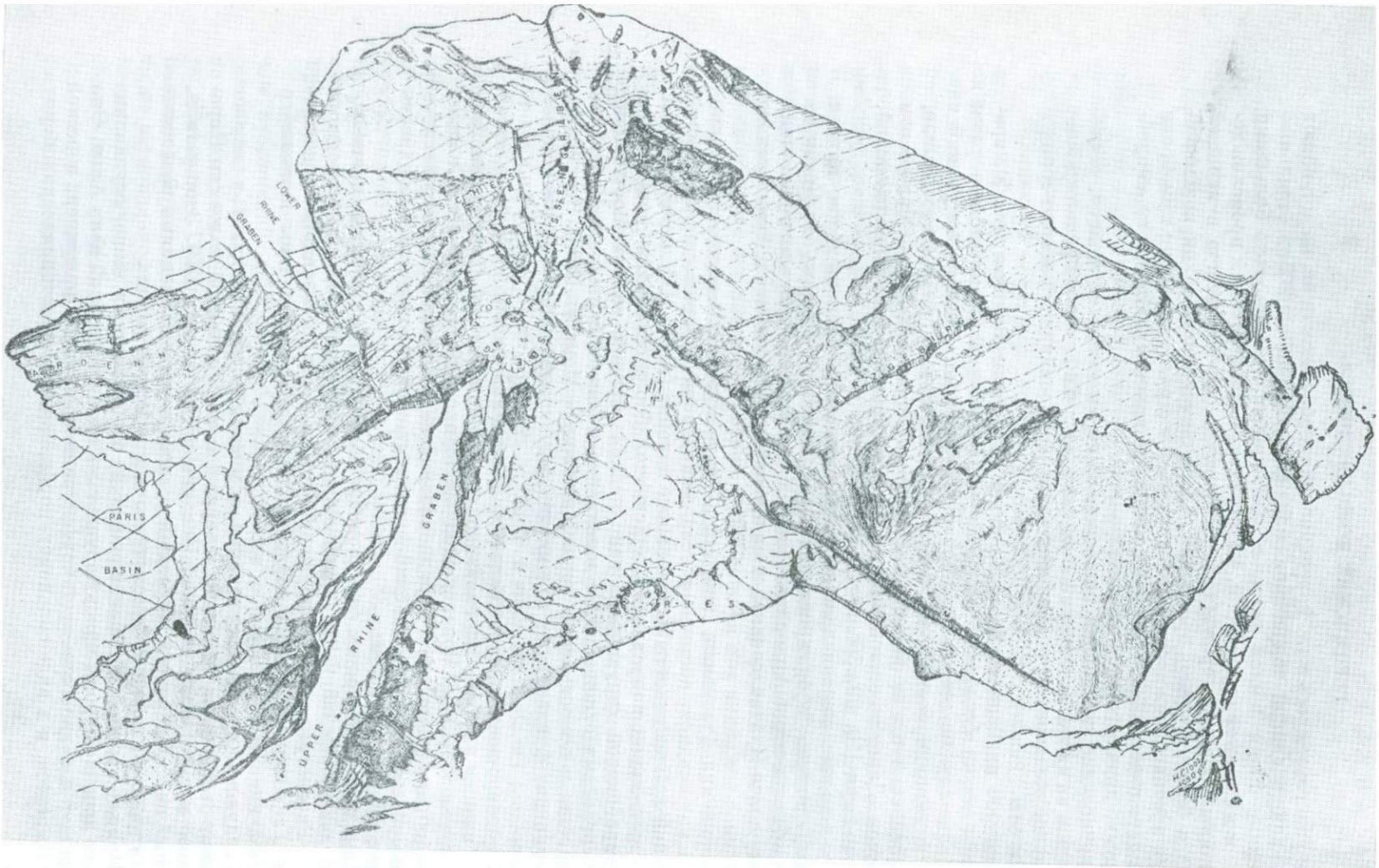
Герцинский фундамент, который в плато Пуатье замаскирован чехлом мезозойских осадков, восточнее снова выходит на поверхность в большой и сложной возвышенности Центрального массива (гл. 8). Последний сечется в меридиональном направлении Угленосной бороздой («Sillon houiller») — узкой грабеновой структурой, заполненной мощной толщей постгерцинских угленосных отложений. В дополнение к основной площади Центрального массива у нее есть еще и южный останец — Монтань-Нуар. Этот район по геологии фундамента во многих отношениях больше напоминает Пиренеи.

На северо-востоке возвышенность Центрального массива обрамляется другим низким плато — плато Лангр, связующим мезозой Парижского бассейна и мезозой Юры. Поперек этих плато проходят горы Вогезы, в свою очередь обрамляемые узкой меридиональной низменностью Верхнерейнского грабена. Восточнее его герцинский фундамент снова выходит на поверхность в горах Шварцвальд (фиг. 38).

Еще дальше на восток расположены обширные низкие плато центральной и южной частей ФРГ, граничащие с герцинскими возвышенностями Чехии. Рассмотрение этих сооружений, так же как и их северного продолжения в Тюрингии и Рудных горах, выходит за пределы темы настоящего исследования [37—39, 24].

Следующая группа герцинских возвышенностей находится к югу от Пиренеев и включает многие из «сьерр» и «месет» западной половины Пиренейского полуострова, западной Испании и Португалии [20]. Этот регион, сложный по структуре и с широкими региональными вариациями геологического строения, также не рассматривается в данной работе.

Помимо герцинских возвышенностей, перечисленных выше, герцинские и более древние породы присутствуют также в ядрах горной цепи Альп. Они выступают и в виде слабометаморфизованных осадков, например, в осевой зоне Пиренеев, и в виде сильнометаморфизованных кристаллических пород,



Фиг. 38. Блок-диаграмма Рейнской области, показаны взаимоотношения между герцинскими возвышенностями, низкими плато и молодыми сбросово-глыбовыми движениями и вулканизмом, см. гл. 18 [7].

как, например, в центральных массивах и кристаллических ядрах пеннинских покровов Альп. Однако в этих главах они рассматриваться не будут, поскольку сейчас нас интересуют только области герцинской складчатости, не затронутые альпийской орогенией.

Различия в структуре герцинских возвышенностей

Как уже показано в гл. 1, герцинская и более ранняя история возвышенностей Западной Европы характеризуются резкими различиями. Осветим в общих чертах природу этих различий для указанных выше возвышенностей.

В Арденнах, Рейнских Сланцевых горах, Хунсрюке и Таунусе преобладают девонские породы. Сланцы, от которых берет название крупнейшая из указанных единиц, относятся в основном к раннему и среднему девону. Никакого влияния герцинских плутонических пород в этой единице практически не наблюдается. Довольно интенсивный, хотя и не повсеместный, позднекайнозойский вулканизм, проявлявшийся по обе стороны от Рейна, безусловно, не имеет ничего общего с герцинской историей этих возвышенностей и связан со значительно более молодой сбросово-глыбовой тектоникой. В Арденнах геологическая история представлена гораздо более полно, чем в восточных единицах. Каледонские структуры выходят на поверхность в виде множества ядер. На севере в синклиналях широко развиты породы раннекаменноугольного возраста.

Восточнее, в горах Гарц, перед нами предстает новый элемент, встречающийся также в более южных единицах — плутонические ядра гранитов, окруженные гнейсами и кристаллическими сланцами.

Арморикапские возвышенности характеризуются присутствием не только герцинских, но и более древних образований. В основании палеозойского осадочного разреза залегают отложения бриовера. Это местное наименование мощной толщи обломочных пород позднедокембрийского возраста, сопоставимых со спарагмитовой формацией каледонской геосинклинали Скандинавии. Кроме осадочных пород, широко представлены плутонические породы, как правило, граниты, а также кристаллические сланцы и гнейсы. Некоторые из них совершенно очевидно герцинского возраста, другие — определенно старше; возраст многих других образований, естественно, не установлен.

Общее простирание северной части складчатого пояса Арморикапских возвышенностей (северная Бретань и Нормандия) запад-юго-западное — восток-северо-восточное. Это согласуется с общим простиранием в Арденнах и Рейнских Сланцевых горах. В южной Бретани общее простирание структур запад-северо-западное — восток-юго-восточное, т. е. такое же, как и в западной части Центрального массива. Граница между двумя различными частями Арморикапских возвышенностей образована грабеновой структурой широтного простирания, выполненной отложениями самых верхов карбона. Характер этой структуры изучен пока недостаточно, однако не исключено, что она в некотором смысле сопоставима с Угленосной бороздой Центрального массива.

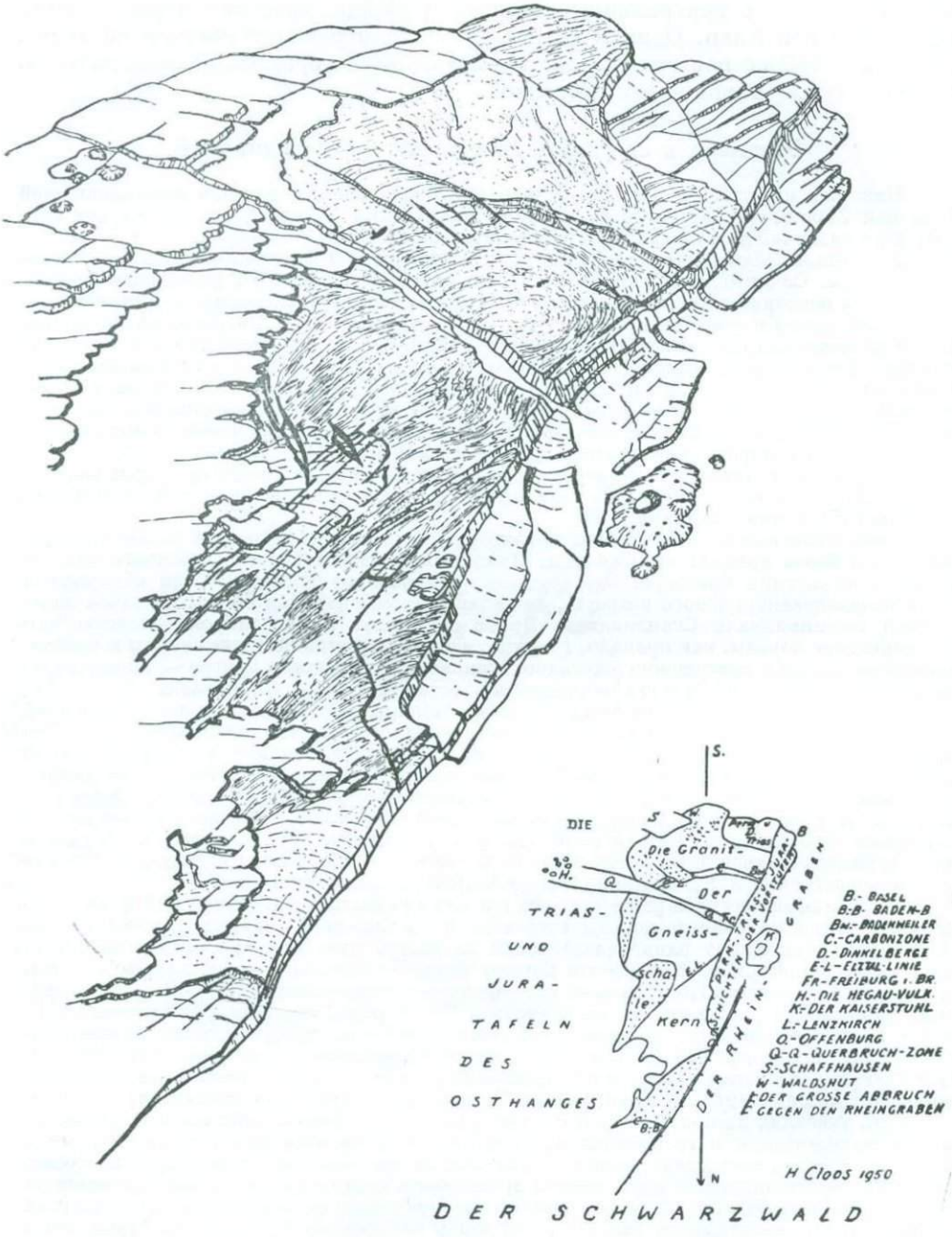
Центральный массив характеризуется широким развитием плутонических и метаморфических пород. Осадочные породы встречаются на западной окраине массива, в зоне Ба-Лимузен. Они имеют раннепалеозойский возраст и иногда характеризуются эпизональным метаморфизмом. Кое-где эти породы разрабатываются как кровельные сланцы.

Почти повсеместно Центральный массив сложен кристаллическими сланцами и гнейсами, гранитами и родственными им породами. Эти породы, «кристаллофиллитовый комплекс» и «кристаллические породы» французских авторов, теперь обычно интерпретируются как метаморфизованные и ультраметаморфизованные осадочные образования. Идеи Седерхольма о мигматизации и гранитизации впервые были применены за пределами Фенноскандии, и именно во французских Вогезах и Центральном массиве Юнгом [16].

Есть указания на проявление в Центральном массиве нескольких последовательных циклов мигматизации и гранитизации, приуроченных, по всей вероятности, к циклам орогенеза. Однако отсутствие неметаморфизованных осадков и, следовательно, палеонтологических остатков не дает возможности производить датировку орогенезов. В настоящее время университетом в Клермон-Ферране осуществляется программа исследований по определению абсолютного возраста, так что в ближайшем будущем мы будем знать по этому вопросу много больше.

Простирание метаморфических пород западной половины Центрального массива запад-северо-западное — восток-юго-восточное, как и в южной части Бретани. В восточной половине массива простирание юго-восток — северо-восточное, как в Вогезах. Отсюда следует, что общее простирание герцинид во Франции напоминает букву V. Несмотря на то что эта V-образная структура неоднократно описана в региональной литературе, никаких сколько-нибудь серьезных попыток объяснить ее происхождение пока не предпринималось.

Переход от одного крыла V к другому, т. е. от структур с запад-северо-западным простиранием в западной половине Центрального массива к структурам северо-восточного простирания в его восточной половине очень резкий. Он маркируется Угленосной бороздой. Эта узкая, в ширину почти не превышающая 2 км грабеновая структура мери-



Ф и г. 39. Шварцвальд. Вверху блок-диаграмма (вид с севера), внизу — схематическая геологическая карта [6].

Герцинский фундамент (в овале) выходит из-под чехла мезозойских отложений в низких плато на юге. Его восточный склон образован разломами, обрамляющими Верхнерейнский грабен. B — Базель; B — B — Баден-Баден; Bw — Баденвейлер; C — зона развития каменноугольных отложений; D — Динкельберге; E — L — линия Эльцталя; Fr — Фрейбург в Брейсгау; H — вулкан Хегау; K — молодой вулканизм Кайзерштуля; L — Ленцкирх; O — Оффенбург; Q — Q — зона поперечного разлома; S — Шафхаузен; W — Вальдехут; линия с поперечными штрихами — крутой обрыв Рейнского грабена.

дионального простирания местами заключает мощные пласты угля. Возраст углей позднекаменноугольный — поздневестфальский и стефанский, следовательно, посторогенический по отношению к герцинской орогении. Создается впечатление, что Угленосная борозда связана с каким-то поперечным разломом. По-видимому, здесь был какой-то древний разлом, горизонтальные движения по которому закончились во время герцинской орогении или даже раньше. Современная грабеновая структура характеризуется только вертикальным прогибанием; никаких крупных горизонтальных движений в ней не происходит. Конечно, современная грабеновая структура, видимо, приурочена к рубцу древнего поперечного разлома, как к ослабленной зоне земной коры.

Помимо Угленосной борозды, Центральный массив сечется и другими грабеновыми структурами. Все они шире, не так резко врезаны, как Угленосная борозда, и больше напоминают «нормальные» грабеновые структуры. Некоторые из них почти одновозрастны с Угленосной бороздой; к ним приурочены местные угленосные бассейны, например Сент-Этьенн, Алэ и Отен. Другие грабены, такие, как грабен Лиманъ между Клермон-Ферраном и Виши, много моложе (третичного возраста). К пограничным разломам этих структур приурочены минеральные источники, на базе которых действуют известные водолечебницы.

С молодой сбросово-глыбовой тектоникой связан позднекайнозойский вулканизм. Свидетельство тому — многочисленные небольшие и крупные вулканы и некки не только в Оверни, но и в южных и юго-восточных районах. Вулканы Оверни и большие центральные вулканы Мон-Дор и Канталь контролируют меридиональную тектоническую линию, которую можно проследить вплоть до Агда, расположенного на берегу Средиземного моря. В юго-восточном направлении проявления вулканизма наблюдаются в районе Ле-Пюи (провинция Веле), затем они прослеживаются до долины современной Роны вплоть до гор Куарон.

Южный отторженец Центрального массива — горы Монтань-Нуар — довольно независим по своей геологической структуре. Хотя ядра плутонических пород встречаются и в этом районе, однако осадочные образования здесь преобладают. Возраст осадочных отложений в основном раннепалеозойский (кембрий, ордовик, силур). Их фации сопоставимы с фациями аналогичных образований Пиренеев. Более того, здесь, по-видимому, широко представлены тектонические покровы (довольно большая редкость для герцинских структур).

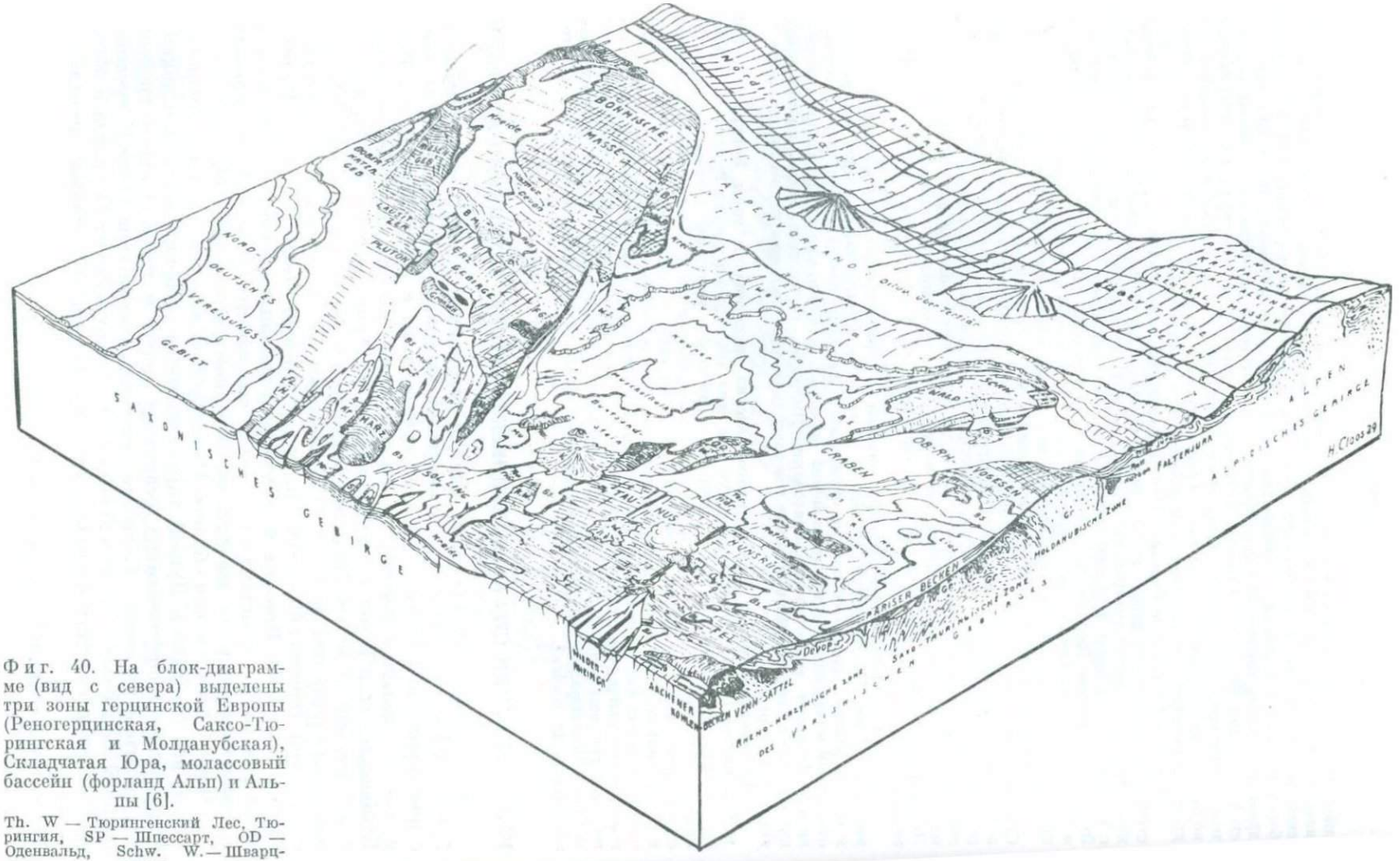
На северо-восток от Центрального массива расположены горы Вогезы [16, 36] и Шварцвальд [6, 21]. Герцинская структура этих двух единиц весьма проста. В настоящее время они разделены Верхнерейнским грабеном — молодым, несомненно постгерцинским тектоническим элементом. Не исключено, конечно, что это обновленная древняя структурная зона [15, 34], но сейчас она рассекает единую герцинскую структуру Вогез и Шварцвальда. В Вогезах и Шварцвальде также наблюдается явное преобладание плутонических пород над осадочными. Кроме того, в Шварцвальде мигматизация в значительной степени вытеснена гранитизацией (фиг. 39). Отсюда следует, что в плутонических породах граниты явно преобладают над гнейсами. Это позволяет понять, почему магматизм в Шварцвальде имел такой солидный плацдарм, а в Центральном массиве и Вогезах был «à la mode»[1].

КЛАССИФИКАЦИЯ СТРУКТУР ГЕРЦИНСКОЙ ЕВРОПЫ НЕМЕЦКИМИ АВТОРАМИ

Рассмотрение структурных единиц герцинской Европы я, как житель Западной Европы, произвожу с запада на восток. В немецких работах описание герцинской Европы обычно осуществляют с востока на запад. Возможно, это делается потому, что многие старые мастера немецкой геологии, Бубнов, Клосс и Штилле, начинали свои исследования с территории восточной Германии. А может быть, это объясняется тем, что в восточной Германии и прилегающих районах Чехословакии мы встречаемся с крупной и сложной герцинской единицей, охватывающей Чехию, Судеты, Рудные горы и Тюрингию. История и структура отдельных элементов этой области резко различны. Представляется весьма соблазнительным экстраполировать все, что здесь открыто, на единицы Западной Европы [33, 18].

Чехия как типичная область *Молданубской зоны* (это название происходит от рек Молдава и Дунай) характеризуется широким развитием докембрийских метаморфизованных осадочных пород и преобладанием гнейсов и батолитов гранитов. Палеонтологически охарактеризованный средний кембрий заключает классическую примордиальную фауну Барранда и образует местную стратиграфическую единицу, баррандов палеозой, несогласно

[1] «В моде» (франц.).— *Прим. перев.*



Фиг. 40. На блок-диаграмме (вид с севера) выделены три зоны герцинской Европы (Реногерцинская, Саксо-Тюрингская и Молданубская), Складчатая Юра, молассовый бассейн (форланд Альп) и Альпы [6].

Th. W — Тюрингенский Лес, Тюрингия, SP — Шпессарт, OD — Оденвальд, Schw. W. — Шварцвальд.

залегающую на докембрии. Это несогласие, свидетельство проявления какой-то орогенической фазы, Штилле связывал с ассинтской складчатостью. Вполне возможно, что эта орогения действительно сопоставима с той или иной докембрийской орогенией Фенноскандского щита, что, однако, трудно доказать, поскольку геохронологические данные отсутствуют. Следует сказать, что ассинтская складчатость Штилле, хотя она и рассматривалась этим автором в качестве первой орогении герцинской Европы, не нашла столь же широкого признания, как более молодые складчатости канона Штилле. Тем не менее в немецкой литературе она укоренилась прочно.

Хотя самую молодую главную орогению Чехии относят к докембрийской ассинтской фазе (недислоцированный палеонтологически охарактеризованный средний кембрий), в ряде районов интенсивная мигматизация и гранитизация продолжались вплоть до герцинского времени. Это означает, что Чехия — сложный структурный элемент и поэтому едва ли может рассматриваться как типичная площадь единой структурной зоны (фиг. 40).

Севернее чешского Молданубикума расположен Саксо-Тюрингикум, или *Саксо-Тюрингская зона*, образованная главным образом Судетами и Рудными горами. Древнейшей орогенией здесь считается каледонская. Еще севернее располагается Реногерциникум, или *Реногерцинская зона*, самой восточной единицей которой служит Гарц.

Немецкие ученые считают, что зоны, выделенные на территории восточной Германии, могут быть продолжены на запад. Молданубикум коррелируется со Шварцвальдом, Вогезами и Центральным массивом. Саксо-Тюрингикум может быть прослежен в западном направлении в Оденвальд и Шпессарт — две небольшие герцинские единицы, расположенные на северо-восточной оконечности Верхнерейнского грабена. Далее на запад Саксо-Тюрингикум погружается под толщи Парижского бассейна, оставляя тектонистам широкие возможности для теоретических построений. Гарц можно коррелировать с Рейнскими Сланцевыми горами и Арденнами.

Эта грандиозная картина зонального расчленения герцинской Европы зиждется, как мне кажется, на весьма скудных данных. Зачастую даже создается впечатление, что стратиграфию и палеографию германских герцинид облачают в смирительную рубашку, чтобы привести в соответствие с этой грандиозной картиной. Если же начать вдаваться в детали, картина утрачивает свою четкость. Вспомним, к примеру, что фация восточной оконечности Рейнских Сланцевых гор интерпретируется как «саксонская» или «чешская», несмотря на то что она не является связующим звеном между этими зонами, которые, по-видимому, проходят параллельно, а не образуют продолжение одна другой (стр. 111). Вопрос о времени складчатости в Гарце рассмотрен у Бедерке [1].

Но как бы то ни было, эта картина постоянно воспроизводится в немецкой литературе, и едва ли кому удастся понять немецкую литературу по герцинской Европе, не вникнув в смысл вышеописанных понятий.

ВРЕМЯ СКЛАДЧАТОСТИ

Представления геологов о времени проявления складчатостей герцинского орогенеза в Европе и во всем мире сформировались под сильным влиянием Штилле, постулировавшего идею о повсеместном проявлении орогенических фаз, строго ограниченном во времени. Герцинская орогения (см. табл. 11) в каноне Штилле представлена шестью тектоническими фазами.

Широкое признание этих идей, обусловленное не только влиятельностью берлинской школы, но и многочисленностью армии европейских геологов, привело к печальной привычке небрежной датировки тектонических фаз. Так как эти фазы считаются повсеместными и синхронными, датировка их представляется делом относительно легким. Например, если несогласие

Таблица 11

Тектонические фазы герцинской орогении по Штилле

Фаза	Возраст
Пфальцская	Между пермью и триасом
Заальская	Красный лежень (ранняя пермь)
Астурийская	Между вестфалом С и стефаном (самый конец карбона)
Рудногорская	Между намюром и вестфалом (поздний карбон)
Судетская	Между визе (конец раннего карбона) и намюром (начало позднего карбона)
Бретонская	Между самым концом девона и самым началом карбона

моложе позднего девона и древнее намюра, возраст его определяется как судетский, ибо никаких других тектонических движений в этот отрезок времени не происходило. Такова в общих чертах философия, лежащая в основе многих тектонических датировок, производящихся в Европе. Эта философия настолько общепризнанна, что иногда ее, по-видимому, применяют бессознательно. Для тех, кто так поступает, извинений нет.

Хотя сама по себе идея Штилле о повсеместных и строго синхронных орогенических фазах в последние годы подверглась значительной критике [14, 25, 32, 26, 31], терминология, принятая в его каноне орогенических фаз, применяется все еще весьма широко.

Более того, и что гораздо хуже, многие авторы, даже вполне отдающие себе отчет в трудностях применения теории Штилле, тем не менее пользуются его номенклатурой, и притом весьма свободно. Конечно, гораздо проще назвать несогласие «астурийским», чем обозначать его возраст как «где-то между вестфалом и отеном». Применяемая таким образом номенклатура канона Штилле сообщает исследователю лишь весьма неопределенные данные, но отнюдь не служит указанием на строгую одновременность. Это полностью противоречит использованию указанной номенклатуры самим Штилле и его школой и приводит к совершеннейшей неразберихе. Для того чтобы обрести уверенность, исследователь должен знать заранее, что имеет в виду тот или иной автор, пользуясь номенклатурой Штилле. Именно потому, что эта номенклатура принята в европейской геологии, она сейчас стала употребляться повсюду. А поскольку короткий список наименований запомнить в общем нетрудно, эта номенклатура будет использоваться, по-видимому, еще очень долгие годы. Однако, как мне кажется, наименования канона Штилле теперь все чаще выступают не в своем оригинальном (точном), а во вторичном, не свойственном данной номенклатуре значении — как расплывчатые указания на какой-то период, точной датировки которого произвести не удается.

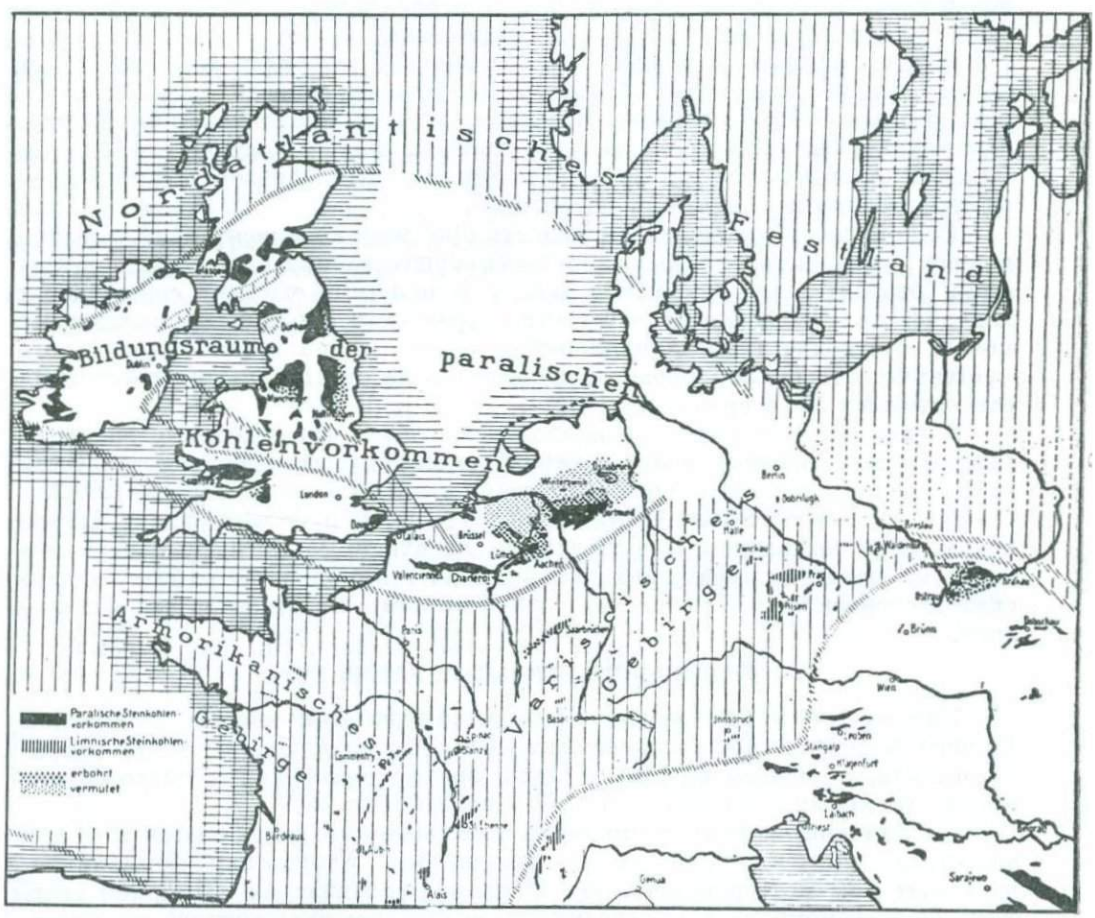
Для нашего весьма общего обзора важны не точная датировка того или иного тектонического события, а его природа и роль в общей картине герцинской орогении. Поэтому наименования канона Штилле мы используем в их современном (неточном), т. е. вторичном значении. Таким образом, события герцинской орогении нам удается представить в виде следующей схемы.

1. *Бретонская фаза*, проявившаяся на границе девона и карбона, была активной не по всей герцинской Европе. Там, где ее роль была невелика, она выражена главным образом незначительными угловыми несогласиями внутри геосинклинальных серий (результат исключительно доорогенических движений) (стр. 136—137).

2. *Судетская фаза*, проявившаяся на границе раннего и позднего карбона и во многих районах заходящая еще в поздний карбон, считается главной фазой герцинских орогенических движений в Центральной Европе. Ее проявления известны в западной и центральной Франции [Арморикан-ский массив, Центральный массив, внешние цепи Западных Альп (фиг. 41), Саарский бассейн], в ГДР и Судетах (расположенных на границе Чехословакии и Польши и давших название этой фазе).

3. *Рудногорская фаза*, получившая название от Рудных гор, расположенных на границе ГДР и Чехословакии, изучена не достаточно хорошо. Возможно, что это несколько более молодая «заместительница» судетской фазы.

4. *Астурийская фаза* (позднекаменноугольного возраста — поздний вестфал и стефан) была главной орогенической фазой в зоне, окружающей регион, захваченный судетской фазой. Ее проявления наблюдают в северо-западной Испании (откуда она берет свое название), в Великобритании, северо-западной Франции, Бельгии, Нидерландах и Рурском каменноугольном бассейне, в широкой дуге, располагающейся вокруг Центральной Европы. Удивительно, что мы встречаемся с ней и во внутренней зоне Западных Альп, в Брианконской зоне.



Фиг. 41. Характер распространения паралических и лимнических фаций верхнего карбона [13].

Брианконская зона французских Альп отнесена к паралической фации.

5, 6. *Заальская и пфальцская фазы* наиболее ярко проявились в тех районах Центральной Европы, где главные орогенические движения происходили во время судетской и (или) рудногорской фаз. Они, несомненно, посторогенические, с преобладанием сбросово-глыбовой тектоники. Такого рода складчатость является результатом коробления осадочного чехла над глыбами фундамента, ограниченными сбросами, или результатом оседания в грабеновых структурах.

Определение абсолютного возраста герцинских гранитов Центрального массива, Вогез и Шварцвальда калий-аргоновым методом дает возраст 296—330 млн. лет [11]. Более древние из них предположительно связывают с судетской фазой. Однако есть только одно местонахождение, возраст которого (334 млн. лет) определен однозначно рубидиево-стронциевым методом, — это местонахождение гранитов Жьен-сюр-Кюр в Центральном массиве. Граниты Рудных гор дают необъяснимо высокие значения — 329—380 млн. лет.

ГЕРЦИНСКАЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Таким образом герцинскую Европу удается схематически разделить на центральную и периферическую части. В центральной части главной герцинской орогенией была «судетская» (между раннекаменноугольным и среднепозднекаменноугольным временем), а в периферической части —«астурийская» (конец позднекаменноугольного времени).

Палеогеография этих двух фаз герцинской орогении освещена здесь в соответствии с данными на сегодня. У нас есть все основания, чтобы оговорить этот важный факт заранее. Известно, что наши представления о мантии, коре и континентах сейчас весьма неустойчивы и что происходит переход от фиксистских идей к идеям мобилистским (главным образом под влиянием результатов палеомагнитных измерений).

Отнюдь не собираясь рассматривать проблему континентального дрейфа в целом, укажем только на возможность осуществления в ходе главной орогении относительных движений между отдельными частями современных континентов. Мы покажем, что части современных альпийских складчатых поясов в течение геосинклинальной и более ранней стадий альпийского орогенического цикла, вероятно, дрейфовали на очень большие расстояния относительно Мезоевропы (стр. 196).

Отсюда следует признать вполне вероятным, что отдельные элементы мозаики, ныне формирующие герцинскую Европу, во время складчатости находились в совершенно ином положении относительно друг друга [27, 28]. Однако палеомагнитный анализ каменноугольной и более древних систем пока еще не позволяет получать данные, необходимые для надежной реконструкции палеогеографических условий. Поэтому палеогеографию герцинских элементов мы рассматриваем в соответствии с их современным положением.

ГЕРЦИНСКИЕ УГОЛЬНЫЕ БАССЕЙНЫ

Упомянутое выше различие между центральной частью герцинской Европы (подвергшейся складчатости раньше) и ее периферической частью представляет большой интерес с точки зрения выяснения происхождения многих угольных бассейнов Западной Европы (фиг. 41).

В судетской части геосинклинали морские фации сохраняются в общем вплоть до времени проявления складчатости. Угленосная формация — результат уже посторогенического процесса, начавшегося в позднем вестфале. Она сформировалась в ограниченной грабеновой структуре, и поэтому литологические колонки отдельных частных бассейнов весьма различны. Осадконакопление все время оставалось континентальным. Эту фацию угольных бассейнов Центральной Европы называют угленосной лимнической

фацией. Хотя отдельные бассейны были невелики по размерам, интенсивное прогибание местами привело к образованию весьма мощных (10 и более метров) пластов угля. Промышленное значение этих бассейнов, представленных лимнической фацией, велико, однако запасы их ограничены и частично уже исчерпаны.

Между прочим это объясняет, почему французский стратиграф Ог для обозначения пермокарбона предложил термин «антраколит». За исключением бассейна Па-де-Кале, на северо-западе страны, и Брианконне, на юго-востоке, все угольные бассейны Франции относятся к указанному выше типу. Образование углей началось в самом конце каменноугольного времени и продолжалось в общем еще в ранней перми (в отене центральной Франции). Отсутствие здесь крупного перерыва между каменноугольной и пермской системами показалось Огу веской причиной для объединения их в «антраколит».

В астурийской части Центральной Европы геосинклинальные условия существовали вплоть до позднего вестфала. Здесь находилась собственно геосинклиналь, в которой постепенно осуществился переход к континентальной фации (где-то в позднем намюре или раннем вестфале). Образование углей происходило в болотах весьма большой протяженности, по всей очевидности прилегающих к открытому морю. Временами трансгрессии прерывали континентальный режим, и поэтому данный геосинклинальный пояс рассматривается как паралическая угленосная фация. Как и следовало ожидать, отдельные угольные прослои обладают большой протяженностью, однако мощность их редко достигает 2 м. В противоположность лимнической угленосной фации отдельных грабеновых структур запасы угленосного пояса, представленного паралической фацией, очень велики. Более того, в низменностях, прилегающих к Северному морю, газы, образующиеся в процессе углефикации, скапливались в ловушках под триасовыми соленосными отложениями. Продвинувшись в северном направлении, они образовали газовые месторождения типа Слохтерен в северных Нидерландах и под Северным морем, которые рассматриваются как одни из крупнейших в мире скоплений природного газа [22, 23].

ЛИТЕРАТУРА

1. Bederke E., Das Alter der Harzfaltung, Neues Jahrb. Geol. Paläontol., Monatsh., 1, 24—27, 1962.
2. Bertrand L., Histoire Géologique du Sol Francais, II, Flammarion, Paris, 1—365, 1946.
3. Brinkmann R., Geologic Evolution of Europe, Enke, Stuttgart, 1—161, 1960.
4. Cloos H., Ein Blockbild von Deutschland, Geol. Rundschau, 31, 148—153, 1940.
5. Cloos H., Gang und Gehwerk einer Falte, Z. Deut. Geol. Ges., 100, 290—303, 1948.
6. Cloos H., Der Schwarzwald, Mitt. Naturforsch. Ges. Schaffhausen, 24, 1—6, 1952.
7. Cloos H., Ein Blockbild von Deutschland, Geol. Rundschau, 44, 480, 1955.
8. Coe K., Editor, Some Aspects of the Variscan Fold Belt, Manchester Univ. Press. Manchester, 1—163, 1963.
9. Dorn P., Geologie von Mitteleuropa, 2, Aufl. Schweizerbart, Stuttgart, 1—488, 1960.
10. Dahlgrün F., Erdmanns Dörffer O., Schriel W., Harz, Sammlung Geol. Führer, 30 (1), 1—228, 30 (2), 1—306, 1925.
11. Faul H., Age and extent of the Hercynian complex, Geol. Rundschau, 52, 767—781, 1963.
12. Fourmarier P., Vue d'ensemble sur la géologie de la Belgique, Ann. Soc. Géol. Belg., Mém., 1—200, 1934.
13. Gignoux M., Stratigraphic Geology, Freeman, San Francisco, Calif., 1—759, 1955.
14. Gilluly J., Distribution of mountain building in geologic time, Bull. Geol. Soc. Am., 60, 561—590, 1949.
15. Illies, H., Oberrheinisches Gebirge und Rheingraben, Geol. Rundschau, 52, 317—332, 1962.
16. Jung J., Contribution à l'étude des Vosges hercyniennes d'Alsace, Mém. Carte Géol. Alsace Lorraine, 2, 1—481, 1927.

17. Knetsch G., Geologie von Deutschland und einigen Randgebieten, Enke, Stuttgart, 1—386, 1963.
18. Kölbel H., Der Grundgebirgsbau Nordostdeutschlands im Gesamtrahmen der benachbarten Gebiete, Geologie (Berlin), 12, 674—682, 1963.
19. Kukuk P., Geologie des Niederrheinisch-Westfälischen Steinkohlengebietes, Springer, Berlin, 1—706, 1938.
20. Lotze F., Editor, Zur Geologie der Iberischen Meseta, I. Geotekton. Forsch., 6, 1—92, 1945.
21. Mehnert, K. R., Die geologische Entwicklung des Schwarzwald-Grundgebirges unter Berücksichtigung neuer absoluter Altersbestimmungen, Z. Deut. Geol. Ges., 110, 2—3, 1958.
22. Patijn R. J., H., De vorming van aardges tengevolge van nainkoling in het noordoosten van Nederland, Geol. Mijnbouw., 42, 349—358, 1963.
23. Patijn R. J. H., La formation de gaz due à des réhouillifacations dans le nord-est des Pays Bas, Congr. Intern. Stratigraph. Géol. Carbonifère, Compte Rendu, 5, Paris, 1963, 2, 631—646, 1964.
24. Pietzsch K., Geologie von Sachsen, Deuticke, Berlin, 1—870, 1962.
25. Rutten L. M. R., Frequency and periodicity of orogenetic movements, Bull. Geol. Soc. Am., 60, 1755—1770, 1949.
26. Rutten M. G., Strata, movement and time, Congr. Avan. Études Stratigraph. Géol. Carbonifère, Compte Rendu, 4, Heerlen, 1958, 3, 603—608, 1962.
27. Rutten M. G., Paleomagnetism and paleogeography of the Carboniferous, Congr. Intern. Stratigraph. Géol. Carbonifère, Compte Rendu, 5, Paris, 1963, 1, 255—260, 1964.
28. Rutten M. G., Some recent paleomagnetic work carried out in The Netherlands, Phil. Trans. Roy. Soc. London, Ser. A, 258, 53—58, 1965.
29. Schriel W., Die Geologie des Harzes, Veröffentl. Niedersächs. Amt. Landesplanung Statistik, 49, 1—308, 1954.
30. Schwan W., Gliederung und Faltung des Harzes im Raum und Zeit, In Lotze F., Editor, Geotektonisches Symposium zu Ehren von Hans Stille, Enke, Stuttgart, 272—288, 1956.
31. Simpson S., Variscan orogenic phases, In K. Coe, Editor, Some Aspects of the Variscan Fold Belt, Manchester Univ. Press, Manchester, 65—73, 1963.
32. Spieker E. M., Mountainbuilding chronology and nature of geologic timescale, Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 40, 1769—1815, 1956.
33. Stille H., Das mitteleuropäische variszische Grundgebirge im Bilde des gesamteuropäischen, Geol. Jahrb., Beih., 2, 1—138, 1951.
34. Théobald N., Évolution tectonique post-hercynienne de la région vosgéso-schwarzwaldienne, In M. Durand Delga, Editor, Livre à la Mémoire du Professeur Paul Fallot, II, Soc. Géol. France, Paris, 159—177, 1963.
35. Von Bubnoff S., Geologie von Europa, II. Das ausseralpine Westeuropa, 1. Kaledoniden und Varisciden, Borntraeger, Berlin, 1—690, 1930.
36. Von Eller J. P., Les gneiss de Sainte-Marie-aux Mines et les séries voisines des Vosges moyennes, Mém. Carte. Géol. Alsace Lorraine, 19, 1—160, 1961.
37. Von Gaertner H. R., Probleme des Saxothuringikums, Geol. Jahrb., 65, 409—450, 1950.
38. Weber H., Einführung in die Geologie Thüringens, Deut. Verlag Wiss., Berlin, 1—42, 1955.
39. Zoubek V., Editor, Tectonic Development of Czechoslovakia, Nakl. Českosl. Akad., Prague, 1—226, 1960.

Дополнительная литература

Boigk H., Closs H., Doebl F., Hahn A., Plaumann S., Geologisch-geophysikalisches Profil durch den Oberrheingraben, Section 1, 1968.

ГЛАВА 5

Герцинская Европа. Арденны

ВВЕДЕНИЕ

Из главных единиц герцинской Европы Арденны и Рейнские Сланцевые горы составляют самую северо-западную (не считая Великобритании). Арденны образуют всего лишь небольшой западный выступ ее, и их роль поэтому с географической точки зрения, казалось бы, не так уже велика. Однако Арденны отражают герцинские структуры гораздо полнее, чем гигантские Рейнские Сланцевые горы, и именно поэтому мы начнем наш анализ с запада, т. е. с Арденн.

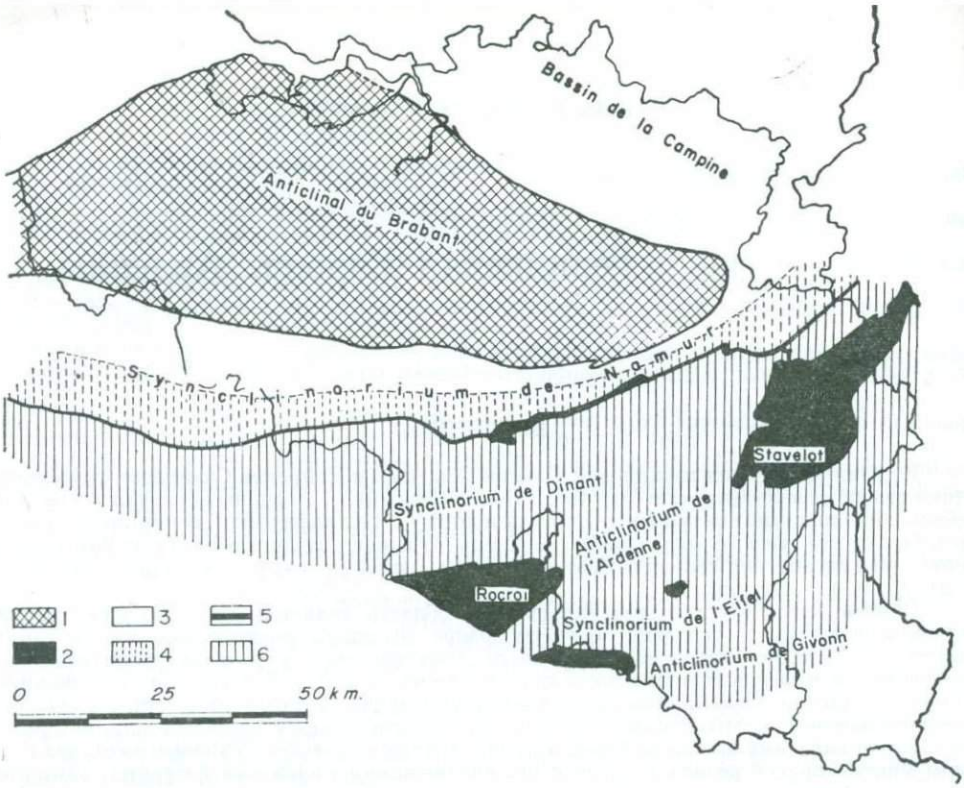
Помимо всего прочего, рассматриваемая область является одним из классических регионов европейской геологии. В своем обзоре мы многократно ссылаемся на работы Госселе, профессора геологии Лилльского университета. В результате интенсивного строительства железных дорог в последние десятилетия XIX в. Госселе и его сподвижники получили большие возможности для изучения множества свежих обнажений. В настоящее время большинство этих обнажений скрыто под растительным покровом или, в лучшем случае, под навалами шлака из топок многочисленных паровозов. Типовым местонахождениям многих ярусов девона Госселе и его сподвижники присвоили названия, заимствованные из Арденн.

Отличной сводкой по геологии Арденн может служить путеводитель к экскурсиям для участников XIII сессии Международного геологического конгресса, проходившей в 1922 г. [8]. В 1934 г. синтез геологических данных осуществлен Фурмарье [12], а синтез стратиграфических и палеонтологических данных — в 1933 г. Майе [27]. Детальная информация о стратиграфической номенклатуре заключена в двух томах Международного стратиграфического словаря [34, 44]. Обзор новейших исследований выполнен Фурмарье [13]; следует заметить, однако, что эта работа читается отнюдь не легко, несмотря на приложенную к ней отличную цветную карту масштаба 1 : 500 000. Хорошим введением к рассматриваемой проблеме может служить короткая обзорная статья Бейньи [5]. Современные взгляды на стратиграфию, палеонтологию и литологию девона и карбона нашли отражение в отличных путеводителях к экскурсиям для участников VI Международного седиментологического конгресса. К сожалению, эти путеводители изданы ограниченным тиражом [9]. Из новейших исследований наибольший интерес представляют проведенный Леконтом [20—22] детальный анализ франских рифов и выполненное Гейкеном исследование знаменитого тектонического окна Тё, свидетельствующее, видимо, о том, что выделявшихся ранее в этом районе покровных структур в действительности не существует.

В географическом смысле Арденны образуют возвышенный регион, расположенный между долинами Самбра и Мааса (Мёза) на севере и мезозойским чехлом Парижского бассейна на юге (фиг. 42, 43). В западном направлении герцинские структуры скрываются под чехлом верхнемеловых и третичных осадочных отложений, вновь появляясь только в небольшой «миндалине» Булонне, расположенной на побережье Ла-Манша, к северу от Булонь-сюр-Мер. Восточнее Арденны переходят без какой-либо четко выраженной границы в Эйфель. Геологическую границу между Арденнами и Эйфелем лучше всего проводить по поперечной депрессии, простирающейся в северном направлении от «Люксембургского залива», или залива Трев (в немецкой литературе — Трирская бухта). Из-за небольшой амплитуды новейшего поднятия в этой депрессии местами еще сохранился постгерцинский мезозойский чехол. Географически эту границу проводят, однако, несколько западнее, по государственной границе Бельгии и ФРГ.

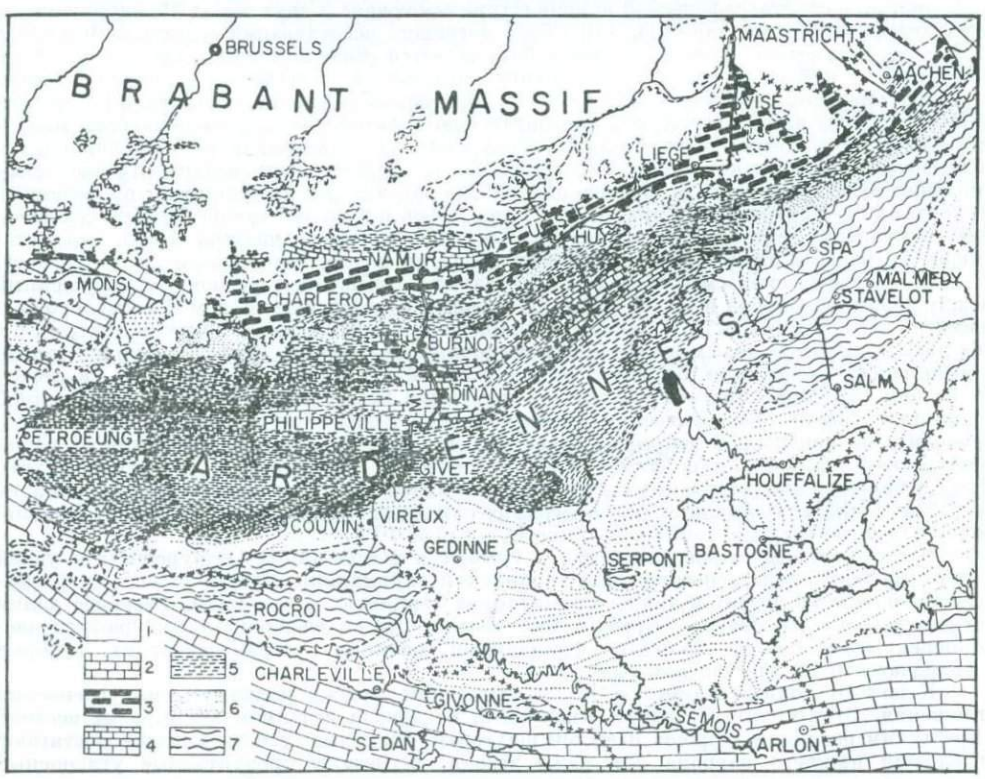
В структурном отношении долины Самбра и Мааса (Мёза) приурочены к узкой и протяженной сложно построенной герцинской синклинали Намюр (с еще сохранившимися пластами углей) и также принадлежат герцинским Арденнам. Севернее долин расположено низкое плато — Брабантский массив. Эта каледонская структура несогласно перекрывается более молодыми формациями, начиная с верхнедевонских, которые в складчатости не участвовали (фиг. 42).

К югу от долины Самбра — Мааса структуры Арденн надвинуты на угленосные отложения. Этот крупный надвиг, именуемый на западе разломом Миди, а на востоке Эйфельским разломом, хорошо известен шахтерам. Шахтные стволы, которые достигают отложений нижнего карбона или даже девона, встречают продуктивные угленосные пласты именно под этим надвигом. Под влиянием выполненного Госселе описания «разлома Миди» Бертран пришел к выводу о существовании покровных структур в швейцарских Альпах. Таким образом, этот надвиг имеет большое значение не только для структуры Арденн, но и для развития теоретической геологии (фиг. 44).



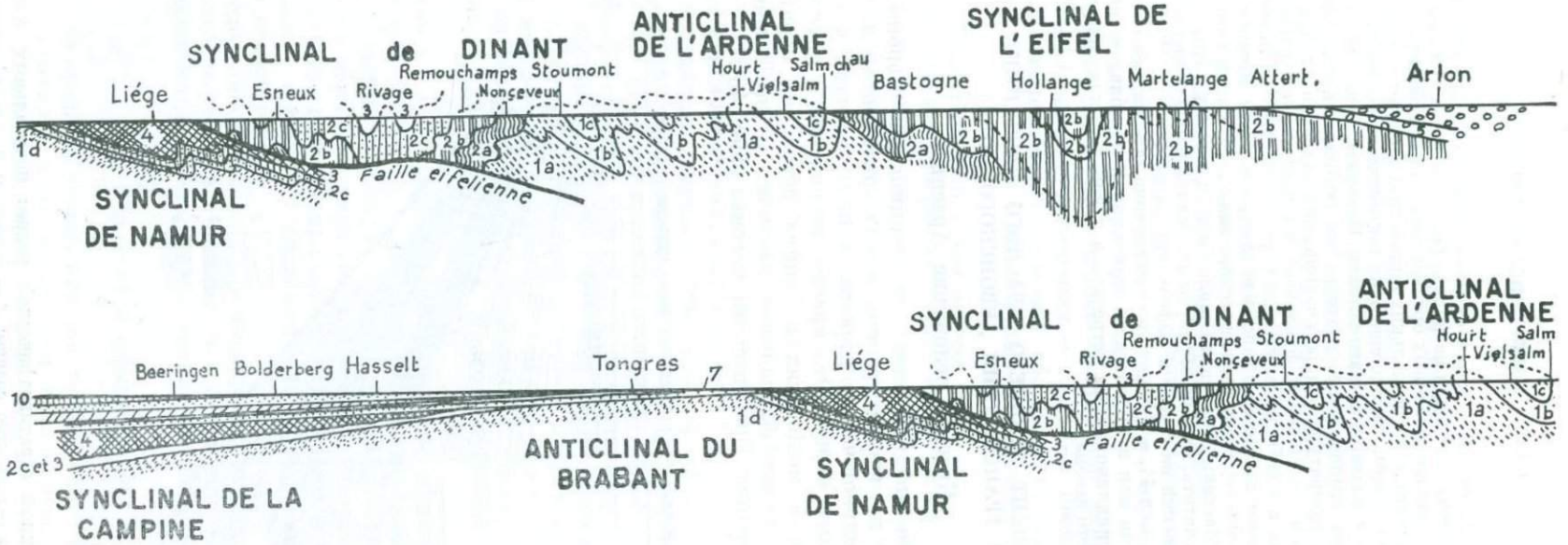
Фиг. 42. Палеозойские структуры Бельгии [13].

1, 2 — каледонские массивы: *1* — ненарушенные, *2* — переработанные герцинской орогенией; *3* — нескладчатый посткаледонский или постгерцинский покров; *4* — Намюрская синклиналь; *5* — разлом Миди (Эйфельский разлом); *6* — Арденны.



Фиг. 43. Генерализованная карта Арденн [12].

1 — кайнозой; *2* — мезозой; *3* — «угленосная толща» (верхний карбон); *4* — динант (нижний карбон); *5* — верхний и средний девон; *6* — нижний девон, кембро-силур.



Ф и г. 44. Генерализованный разрез Арденн и Брабантского массива через Арлон и Льеж [23].

1 — кембрий: *1a* — девилль, *1b* — ревен, *1c* — салап, *1d* — ордовик и силур; *2* — девон: *2a* — жедин, *2b* — кобленц, *2c*— средний и верхний девон; *3*, *4* — карбон: *3* — динант, *4* — намюр, вестфал; *5* — триас, *6* — юра, *7* — мел, *8* — эоцен, *9* — олигоцен, *10* — миоцен и плиоцен.

В разрезе долины Мааса (Мёза) к югу от Намюра (этот разрез я склонен рассматривать как типовой для Арденн) ситуация несколько более сложная. «Разлом Миди», сопровождаемый зоной сильно дислоцированных ордовикских и силурийских отложений шириной около 0,5 км, прослеживается в нескольких километрах к югу от синклинали Самбр — Маас (Мёз). Следовательно, здесь налицо еще один тектонический элемент. Осложняющая структура, известная под названием «антиклинали Кондроз», демонстрирует стратиграфию девона, совершенно отличную от стратиграфии основной части Арденн. Именно поэтому в бельгийской литературе она рассматривается отдельно от Арденн [19].

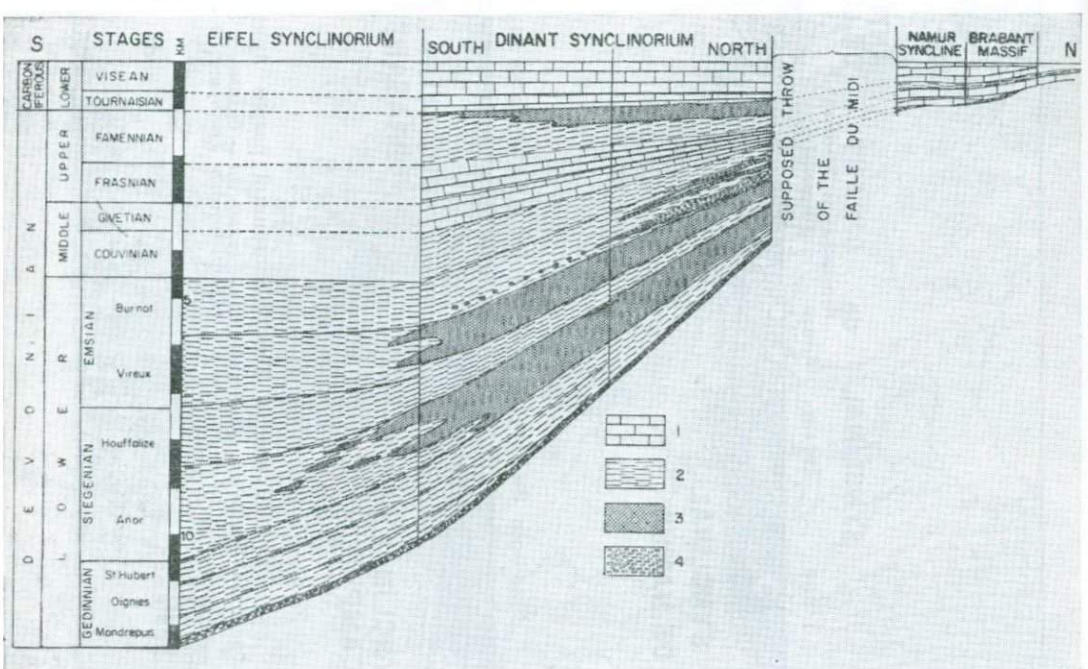
В пределах Арденн каледонский фундамент выходит на поверхность в куполах Рокруа, Ставло, Живонн и в небольшом массиве Серпон [16]. Массив Живонн [15] также очень мал, но тем не менее изучен еще далеко не достаточно. Он вытянут вдоль южной окраины Арденн и частично перекрыт трансгрессивно залегающими юрскими отложениями Парижского бассейна. Массивы Рокруа и Ставло более или менее следуют герцинскому простиранию. Принято считать, что они образуют антиклинальную область, разделяющую два синклинория: Динанский на севере и Эйфельский на юге.

Как видно на фиг. 43 и 44, в Динанском синклинории есть выходы и девона, и нижнего карбона, в то время как в Эйфельском синклинории преобладает нижний девон. Однако в Эйфельском синклинории мы встречаемся также и с классическими обнажениями среднего и верхнего девона.

КОНТИНЕНТ ДРЕВНЕГО КРАСНОГО ПЕСЧАНИКА И ТРАНСГРЕССИЯ ДЕВОНСКОГО МОРЯ

Краевое положение Арденн

Составляя северо-западное окончание герцинской Европы, Арденны располагаются сразу же южнее границы между континентом древнего красного песчаника, стабильной частью Европы, и примыкающим к нему девонским геосинклинальным морем. Это краевое положение и обусловило значительные колебания в мощностях и фациях девонских серий южных и северных Арденн, а также фациальные различия между девоном Арденн и девоном южной окраины Брабантского массива (фиг. 45).



Ф и г. 45. Генерализованный стратиграфический разрез центральных Арденн [12].
1 — известняки; *2* — глинистые сланцы; *3* — песчаники; *4* — конгломераты.

Нижний девон

В собственно Арденнах наступание моря на каледонский фундамент началось повсеместно в самом раннем ярусе девона — жедине. Есть некоторые свидетельства того, что на севере трансгрессия происходила несколько позже, чем на юге, однако плохая палеонтологическая охарактеризованность глинистых фаций этой серии не позволяет однозначно определить, насколько эта интерпретация основана действительно на данных палеонтологии, а насколько — на предположениях исследователей.

Совершенно очевидно, что трансгрессия имела спокойный характер. Базальные конгломераты заключают лишь по нескольку аркозовых слоев мощностью в 2—3 метра. Каледонские структуры, вероятно, были денудированы до начала девонской трансгрессии.

Весь нижний девон представлен обломочной фацией; в его строении участвуют терригенные образования — глины и песчаники. Наблюдается определенная тенденция укрупнения обломочного материала в северном направлении, т. е. по мере приближения к континенту древнего красного песчаника.

С палеогеографической точки зрения наибольший интерес представляет тот факт, что линия побережья между континентом и геосинклинальным морем в течение раннего девона не оставалась постоянной. Включения континентальных отложений в нормальном разрезе морских отложений девона Арденн свидетельствуют о том, что иногда эта береговая линия значительно смещалась на юг (геосинклинальное прогибание в это время, видимо, компенсировалось осадконакоплением).

Наиболее значительные осцилляции происходили в конце раннего девона. Красноцветные слои — глинистые сланцы, чередующиеся с песчаниками и крупными конгломератами, слагают свиту Бюрно. Мощность этих включений континентальных пород, в северных Арденнах достигающая 1000 м, в южном направлении сокращается. Включения красноцветных континентальных глинистых сланцев прослеживаются вплоть до Вирё, расположенного на южной границе Динанского синклинория.

Общая мощность нижнедевонских отложений значительно сокращается, по-видимому, более или менее постепенно — с 7,5 км на юге до 2 км на севере. Изменение мощности зачастую объясняют тем, что в раннем девоне море продвигалось на север постепенно. Утверждают также, что южная часть этой геосинклинали характеризуется более глубоководными фациями, чем северная.

Ни одно из приведенных утверждений не состоятельно. Что касается первого из них, то не следует забывать о том, что жедин, самый нижний ярус девона в собственно Арденнах, всюду залегает трансгрессивно. Следовательно, девонское море захватило всю территорию сразу, а не постепенно. В отношении глубины геосинклинального моря пока еще нельзя сказать ничего определенного, поскольку детальных седиментологических исследований проведено недостаточно.

С определенностью можно констатировать, по-видимому, только наличие региональных изменений в амплитуде геосинклинального прогибания, компенсировавшихся изменениями в величине осадконакопления.

Средний и верхний девон

В начале среднего девона привнос терригенного кластического материала резко сократился и основную роль начало играть карбонатное осадконакопление. Говоря об Арденнах, мы имеем в виду только их северную часть, поскольку средний девон в синклинории южного Эйфеля не сохранился. Но

там, где этот последний в южном направлении углубляется, мы встречаем данную фацию и в Эйфеле, а также еще восточнее, в Рейнских Сланцевых горах. Очевидно, это региональная особенность, свидетельствующая о небольшой амплитуде вертикальных движений земной коры, что характерно как для хинтерланда (где для эрозии оказалось доступным меньшее количество материала), так и для геосинклинального моря, где отложение известняков могло происходить в мелководных условиях.

Для франского яруса верхнего девона характерно довольно резкое чередование глинистых и известняковых отложений. К франскому времени относятся великолепные рифовые постройки. Самый верхний из девонских ярусов — фаменский — характеризуется детритовой фацией, которая в свою очередь сменяется известняковой фацией динанта или нижнего карбона.

В северном направлении мы наблюдаем утонение слоев среднего и верхнего девона (как и нижнего девона); мощность их изменяется от 3,5 км на юге до 1 км не севере. Но и здесь нет никаких указаний на то, что в процессе осадконакопления глубина воды в этом направлении изменялась. Франские рифы на юге и на севере различаются лишь незначительно. Более континентальные фации на севере мы находим только в кувене (включения красноцветных отложений, глинистых сланцев и конгломератов), в то время как на юге вновь развиты чисто морские фации. Эти условия очень напоминают условия в период отложения осадков свиты Бюрно.

Карбон

В противоположность девонским отложениям отложения раннекаменноугольного возраста мощностью около 1000 м не обнаруживают никаких заметных изменений в мощности по направлению с юга на север. Преобладание известняковой фации свидетельствует о повсеместных спокойных условиях осадконакопления.

Спокойный характер условий осадконакопления в раннекаменноугольное время убедительно доказан Мишо из Льежа и его школой, продемонстрировавшими, что для большей части отложений визейского яруса характерна чрезвычайно правильная морская ритмичность. Уже после изучения отложений визе 2b [28, 7] и визе 3b [30] в районе между Льежем и Намюром такие же ритмы и даже совершенно эквивалентные разрезы найдены теперь не только гораздо западнее, в Намюрской синклинали, но и в Динанском синклинории. Более того, представляется весьма вероятным, что в результате детальных исследований удастся доказать ритмичность седиментации и других горизонтов визейского яруса.

Каждый разрез, как правило, характеризуется нижним слоем, более грубообломочным, органодетритовым и зоогенным, и верхним слоем, криптогранулярным и фитогенным. Помимо этого основного ритма, в отдельных разрезах обнаружены и другие признаки, зачастую достаточно выдержанные для того, чтобы их можно было использовать в целях корреляции разрезов всей рассматриваемой области.

Мощность отдельных разрезов достигает нескольких метров, редко 10—20 м. Они прослеживаются на расстояние свыше 50 км. Их цикличность весьма напоминает цикличную ритмичность угленосной свиты (Coal measure).

В течение раннекаменноугольного времени происходили некоторые изменения в геосинклинальном прогибании, однако не такие, как в девоне. Об интенсивном прогибании (при этом в сочетании с глубоководным осадконакоплением) свидетельствуют турбидиты, обнаруживаемые в восточной части региона. Это кульмская фация нижнего карбона, типичная для Рейнских Сланцевых гор (стр. 113).

В заключение следует заметить, что в течение позднего карбона условия осадконакопления начали изменяться. Наиболее мощные разрезы осадков

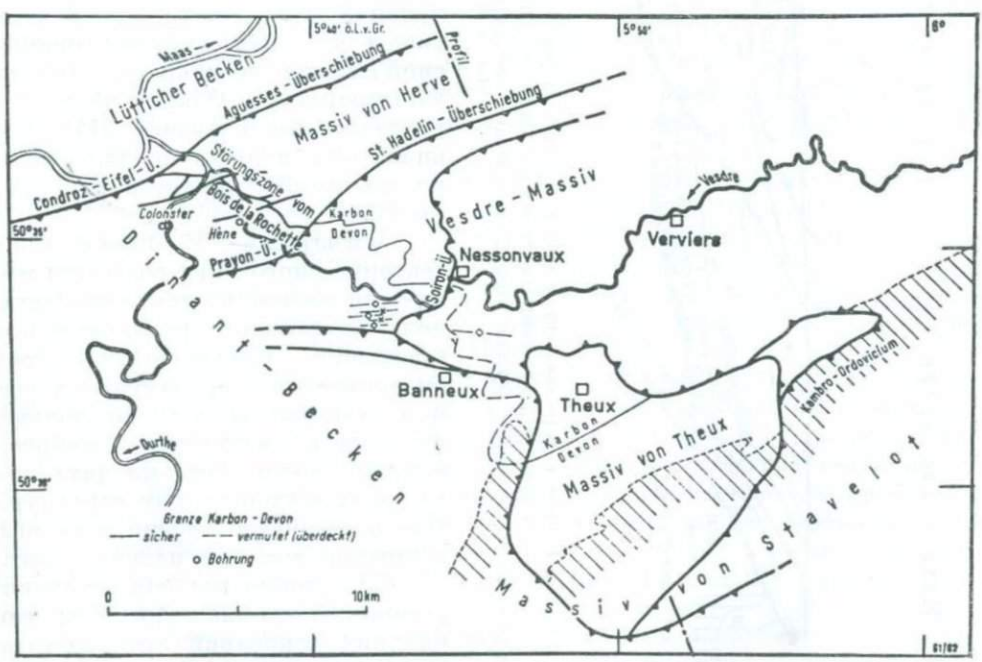
этого возраста представлены паралической фацией угленосной свиты (к северу от Арденн и в Рейнских Сланцевых горах, в Намюрской синклинали и в Рурском бассейне).

Южная окраина Брабантского массива

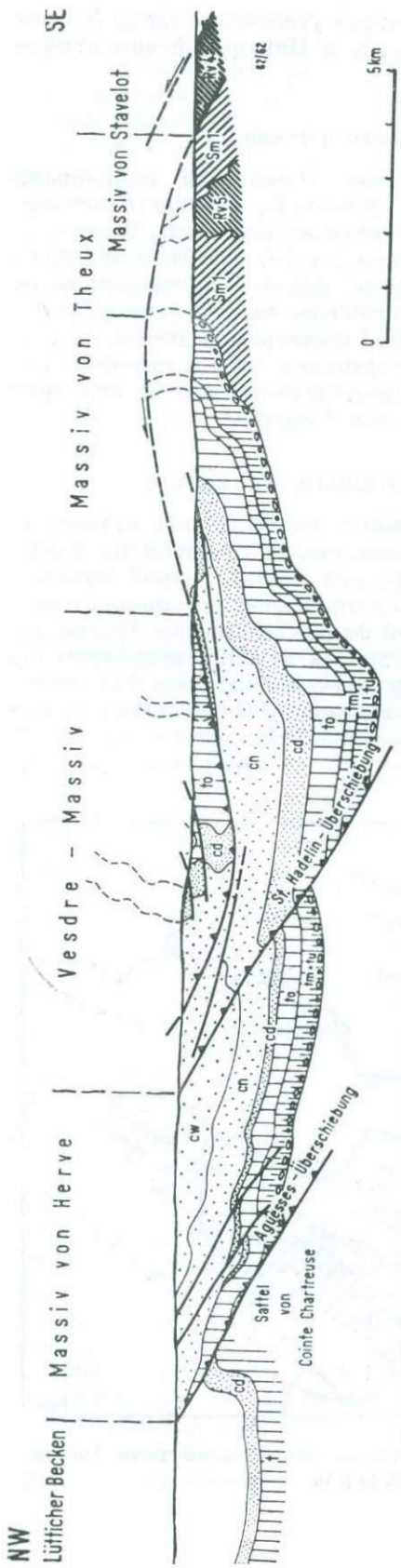
Возвращаясь к девону, после пересечения Намюрской синклинали в северном направлении, от Арденн к южной окраине Брабантского массива, мы попадаем в совершенно иную обстановку осадконакопления. Трансгрессия в этом регионе началась только в среднем девоне, в кувене или даже в живе. Затем отлагались только маломощные, истинно континентальные толщи (максимальная мощность 500 м для среднего плюс верхнего девона и такая же мощность для нижнего карбона). Стратиграфия девона в антиклинали Кондроз характеризуется теми же фациями, что и стратиграфия южной окраины Брабантского массива (это представляется веской причиной для отделения данной структуры от собственно Арденн).

ИМЕЕТ ЛИ СТРУКТУРА АРДЕНН ПОКРОВНЫЙ ХАРАКТЕР?

Фиг. 45 построена на основе экстраполяции, что девонские отложения собственно Арденн, мощность которых сокращается в северном направлении, сопоставимы с эпиконтинентальной фацией девона южной окраины Брабантского массива. При этом исходят из предположения Фурмарье о том, что указанные различия в геосинклинальной фации собственно Арденн линейно экстраполируются далеко на север, вплоть до эпиконтинентальной области Брабантского массива. Такая экстраполяция, казалось бы, позволяет определить и величину надвига Арденн в северном направлении по зоне разлома, называемого «разломом Миди», «шарьяжем Кондроз» или «Эйфельским разломом», равной 15 км. Именно поэтому во всех палеогеографических



Ф и г. 46. Основные черты структуры района Тё, северо-восточная часть Арденн.
См. также разрез на фиг. 47 [15].



Фиг. 47. Разрез северо-восточной части Арденн, через так называемое окно Тё, от каледонского массива Ставло до угленосных отложений Льежского бассейна (ср. фиг. 46). Обратите внимание на опрокинутую глыбу Вездр [15].
cw, cn — вестфал и намюр, верхний карбон; cd — динант, нижний карбон; to, tm, tu — верхний, средний и нижний девон; Sm — сальм, ордовик; Rv — ревен, кембрий (?).

реконструкциях Фурмарье южная Бельгия отсечена от северной Бельгии крупным разломом и сдвинута на юг на 15 км.

Несостоятельность предположения о линейных изменениях мощности осадков в направлении от геосинклинальной области к прилегающему эпиконтинентальному блоку очевидна. В действительности мы не располагаем никакими данными, позволяющими судить о том, как широка была первоначально эта переходная зона. Возможно, она была узкой — не чем иным, как отражением какой-то дислокации фундамента, дислокации, отделяющей стабильную часть Европы от ее южной регенерированной части.

Идея существования вдоль северной границы Арденн широкой шарьяжеподобной надвиговой структуры хорошо сочеталась с предложенной Фурмарье интерпретаций надвиговых структур, развитых на северо-восток отсюда, в районе Тё, как тектонического окна в пластине надвига. Тектоническое окно Тё, единственный пример покровной структуры альпийского типа в северных единицах герцинской Европы, многократно описано в литераратуре. Однако новейшие исследования Гейкенса [14], по-видимому, полностью опровергают «оконный» характер структуры Тё.

Впечатление о присутствии тектонического окна создается из-за пересечения в этом месте двух пологих надвигов различных направлений. Следовательно, рассматриваемая структура — вовсе не тектоническое окно, позволяющее видеть сквозь главный покров, а просто место слияния двух локальных тектонических структур. Вдоль северных Арденн известны и другие местные надвиги (фиг. 46, 47), однако все они не имеют регионального значения. Так что никаких оснований предполагать существование крупного покрова вдоль фронтального надвига северных Арденн у нас больше нет.

СТРУКТУРА АРДЕНН

Структура Арденн в общих чертах показана на фиг. 44. Если не принимать во внимание каледонские массивы, с одной стороны, и угленосные отложения синклинали Намюр, с другой, то эта структура характеризуется в общем довольно простыми, открытыми складками и немногочисленными разрывными нарушениями. Как видно на фиг. 43, отдельные антиклинали и синклинали в синклинории Динан обычно довольно сжатые. Более того, зачастую наблюдается ныряние осей складок и «эшелонирование» вдоль простирания.

Итак, в Арденнах можно выделить четыре главных тектонических стиля: 1) каледонских массивов, 2) девонских отложений, 3) нижнекаменноугольных отложений и 4) угленосной свиты верхнего карбона.

Различия в тектоническом стиле каледонских массивов и образований, принадлежащих герцинскому орогеническому циклу, обусловлены главным образом тем, что породы каледонских массивов испытали воздействие главной орогении дважды. Различия между отдельными герцинскими единицами связаны, возможно, с резким различием литофаций, что приводило к совершенно разным реакциям на одни и те же орогенические силы. Эти различия можно рассматривать как разновидность «штокверковой тектоники», хотя из-за ограниченной высоты отдельных обнажений нам редко удается наблюдать различные тектонические стили в разрезе один над другим.

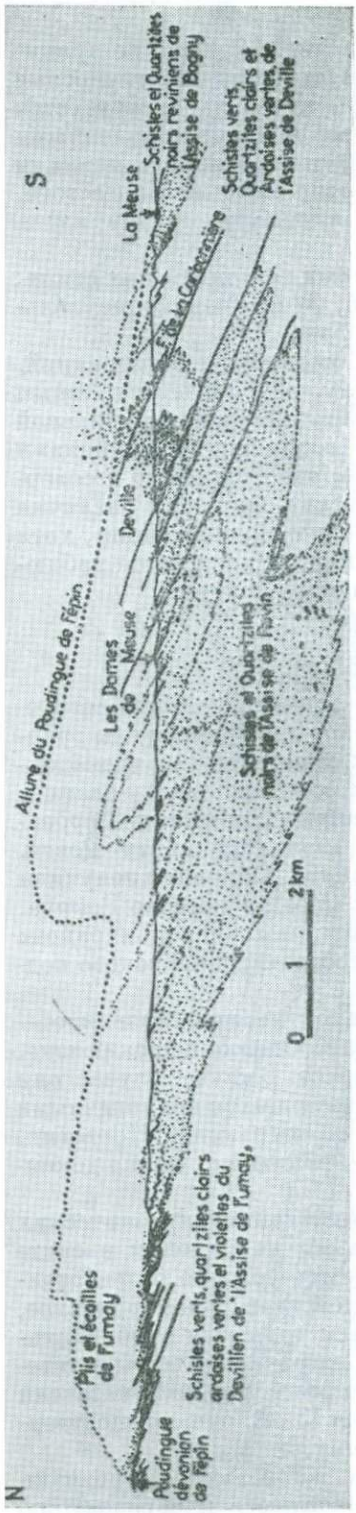
Каледонские массивы

Породы каледонских массивов практически лишены палеонтологических остатков. И только в сланцах массива Ставло кое-где обнаружены граптолиты (*Dictyonema flabelliformis*), возраст которых определен как тремадокский или нижнеордовикский. Стратиграфия этих мощных толщ сланцев и кварцитов разрабатывалась только на основе данных литологии Серовато-черные породы условно выделялись в более «молодую» свиту Ревен, а зеленовато-черные — в более «древнюю» свиту Девилль. Обе свиты получили название от городов, расположенных на реке Маас (Мёз), в массиве Рокруа. Здесь находится также город Фюмэ, выходы фиолетовых пород в районе которого иногда выделяют в качестве третьего литостратиграфического подразделения.

Кроме граптолитовых сланцев массива Ставло (местное название — «сальмская свита»), все эти породы относят к кембрию. Однако не исключено, что частично они имеют даже докембрийский возраст. В таком случае они являются аналогами детритовых пород, характеризующихся аналогичными фациями и возрастом как на севере, так и на юге. Это спарагмиты Норвегии, бриовер Бретани и древние слои неизвестного, но, возможно, также докембрийского возраста в Пиренеях и Монтань-Нуар.

Породы свиты Ревен в массиве Рокруа заключают дайки плутонических пород, кварцевых порфиров и диабазов, которых мы не находим в свите Девилль. Возможно, это доказывает несостоятельность условно разработанной стратиграфии, и, следовательно, свита Ревен в действительности древнее, чем свита Девилль. Вторым (и последним) критерием являются проблематические отпечатки *Oldhamia*. Несмотря на то что они широко отражены в литературе по палеонтологии, вполне возможно, что это всего только показатели какой-то фации. Данные современного картирования [3, 4], однако, подтверждают общепринятую литостратиграфическую схему.

В осадочных породах каледонских массивов наблюдаются признаки слабого эпизонального метаморфизма, местами приведшего к образованию грифельных сланцев. Кварциты Ревен, очень твердые, устойчивые по отношению к эрозии и легко определяемые благодаря включениям кубических



Фиг. 48. Разрез вдоль реки Маас (Мёз) через массив Рокруа [13].
Несогласие Фепен (фиг. 49) в левой части разреза.

кристаллов пирита,— наиболее известные и наиболее широко распространенные эрратические породы из Арденн, обнаруживаемые в плейстоцене Нидерландов.

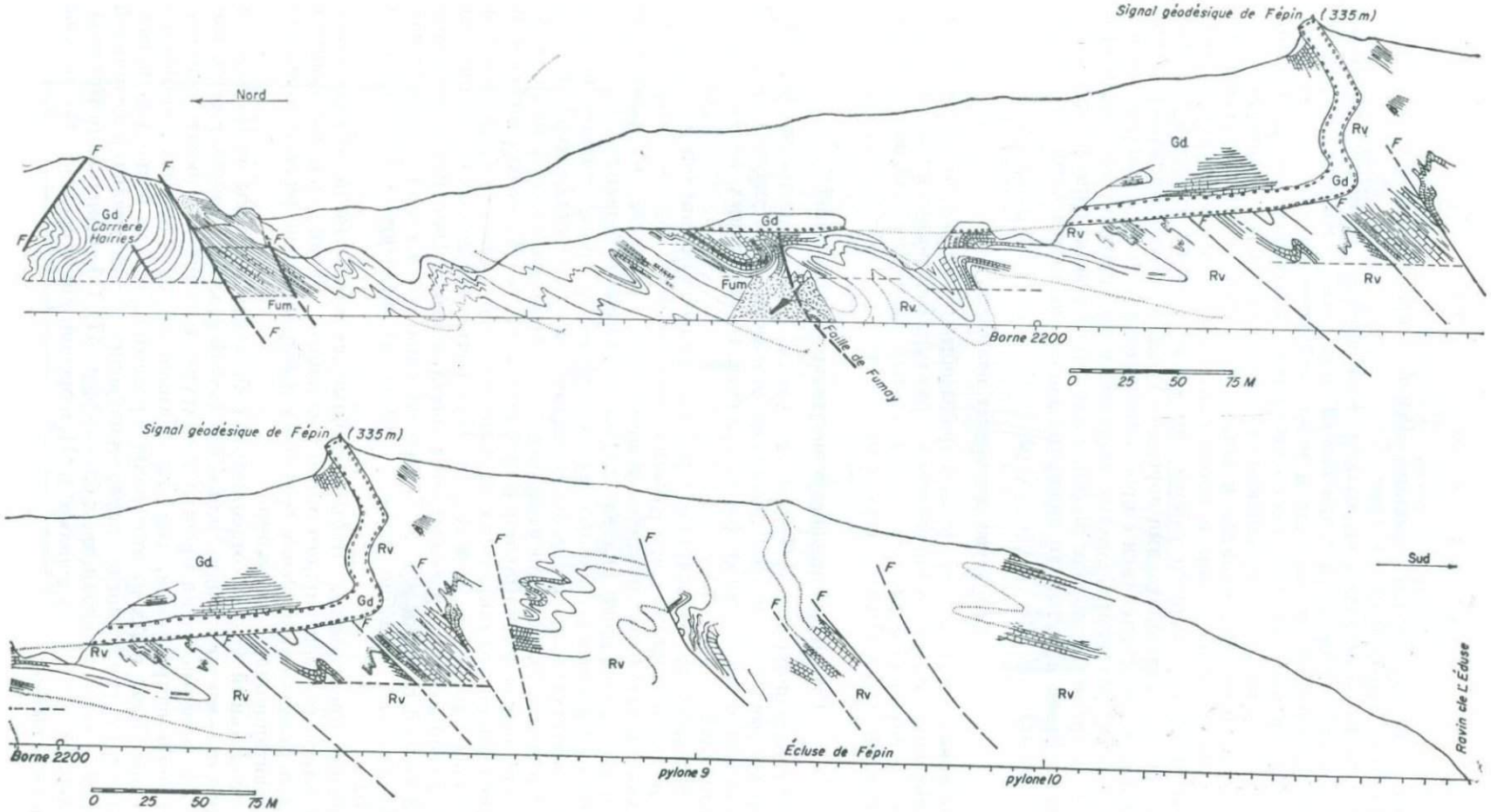
Тектоническая структура каледонских массивов легче всего распознается в классическом разрезе вдоль долины Мааса (Мёза) через массив Рокруа [17, 19, 42, 43, 1].

Разрез Ватерлоо, воспроизведенный на фиг. 48, дает представление о тектоническом стиле рассматриваемого региона. Это в общем чешуйчатая структура с падением пластов и плоскостей надвигов на юг. Возможно, присутствуют изоклинальные складки, однако доказательства существования таких структур (стратиграфические или с применением «критерия кровли и подошвы») пока еще весьма скудны. Налицо непримиримые разногласия между Антуаном [1], усматривающим здесь покровную структуру и крупные надвиги, и другими авторами, доказывающими развитие в этом районе опрокинутых складок, рассеченных разломами. Ввиду отсутствия маркирующих горизонтов любые структурные интерпретации представляются опасными. Если не считать обнажений вдоль долины реки Маас (Мёз) и некоторых ее притоков, массив Рокруа образует плато, полностью скрытое под мощным чехлом продуктов выветривания. Поэтому фантазии исследователей могут разыгрываться в любом направлении.

По вопросам тектоники массива Ставло, в юго-восточной части которого проявился несколько более интенсивный метаморфизм, автор отсылает читателя к работе Гейкенса [15].

Несогласие Фепен

Обратившись к более простым фактам, следует упомянуть прежде всего о классическом несогласии Фепен. Оно наблюдается вдоль восточного борта долины реки Маас (Мёз), на северной границе массива Рокруа, как трансгрессивное залегание жединских отложений на образованиях каледонского возраста. Жединские базальные грубозернистые и конгломератовые песчаники слагают простую открытую складку, в северном направлении асимметричную, с почти горизонтальным северным и почти вертикальным южным



Ф и г. 49. Несогласие Фепен вдоль долины реки Маас (Мёз) на северной границе массива Рокруа [1].
Базальные жединские песчаники д'Анор (Gd) несогласно перекрывают кембрийские (?) сланцы свит Ревен (Rv) и Фюмэ (Fum).

крыльями. Подстилающие сланцы Ревен характеризуются довольно выдержанным падением на юг (фиг. 49).

Это обнажение служит не только классическим примером крупного несогласия, наблюдаемого на территории Европы, но также и иллюстрацией различной реакции пород на одни и те же тектонические напряжения. (Мы имеем в виду процесс, в результате которого породы ревенского возраста были регенерированы во время герцинской орогении.) Жединские отложения тогда еще не были смяты в складки и метаморфизованы, а сланцы Ревен уже испытали складкообразование и метаморфизм. Если, реконструируя догерцинскую структуру данного района, мы попытаемся распрямить складки жедина вместе с подстилающими породами Ревен до горизонтальной плоскости, мы неизбежно столкнемся с проблемой пространства (для пород Ревен). Следовательно, различные породы по-разному реагировали на герцинский стресс. В то время как породы жедина были смяты в концентрические складки, сланцы Ревен испытывали движение вдоль плоскостей кливажа (складчатость скола).

Структура девонских отложений

Как показано выше, девонские породы обычно смяты в открытые складки, не имеющие никаких осложняющих структур. Без излишних комментариев отошлем читателя к фиг. 50, изображающей девонские породы, развитые вдоль долины Мааса (Мёза) к северу от Динана.

Структура нижнекаменноугольных отложений

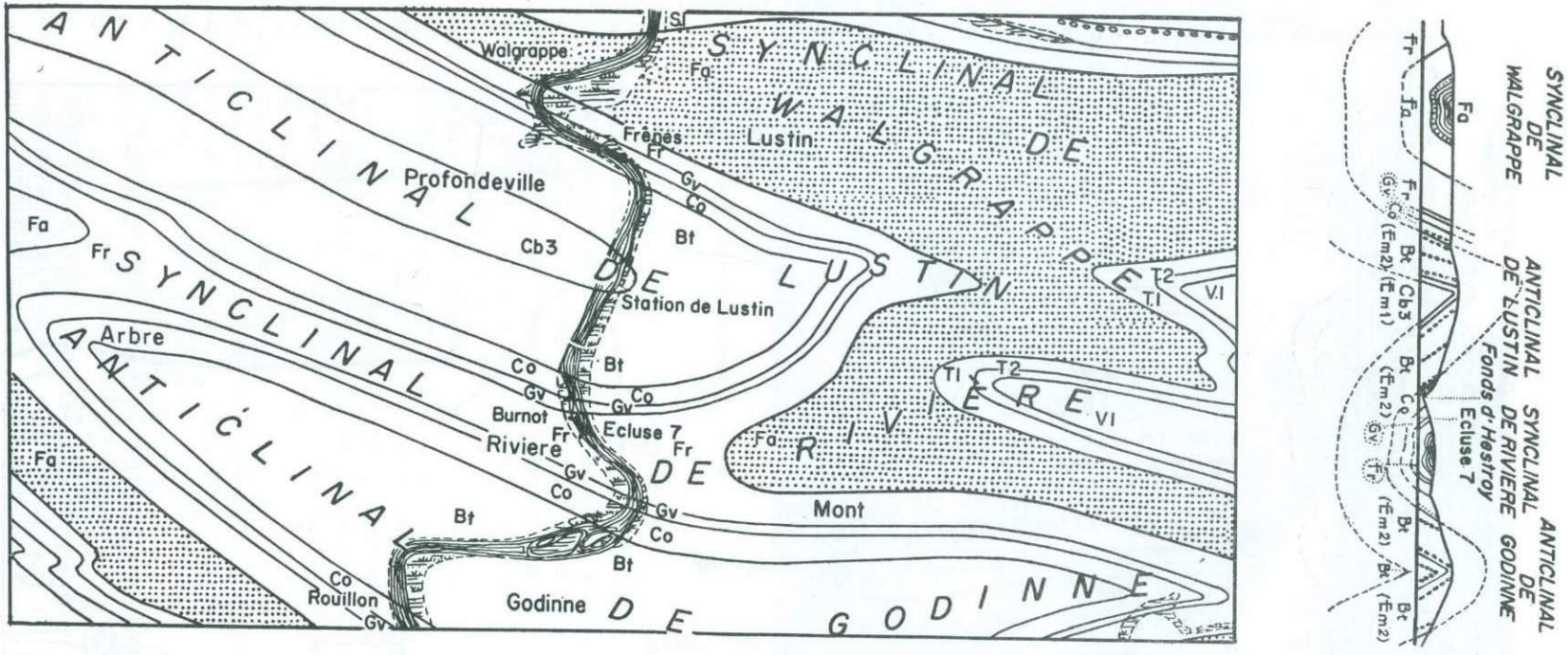
Нижнекаменноугольные отложения смяты, как показано на фиг. 51, в более крутые складки, чем девонские отложения. Мы наблюдаем здесь целую серию остроконечных сжатых, почти вертикальных антиклиналей и синклиналей.

По-видимому, это объясняется чередованием пачек тонкослоистых известняков и тонкослоистых мергелистых известняков, которое обусловило не только значительные различия в компетентности пород, но и высокую мобильность, проявлявшуюся вдоль плоскостей напластования.

Для нижнекаменноугольных отложений характерны «острые» мелкие складки, зачастую наложенные на антиклинальные и синклинальные структуры. Эти мелкие складки носят название «стулообразных» («pli en chaise»). Расстояние между их крыльями составляет 2—10 м. Их осевые плоскости неизменно наклонены так, что почти горизонтальное «нижнее» крыло и почти вертикальное «верхнее» чередуются. Над почти горизонтальным крылом одной мелкой складки располагается почти вертикальное крыло соседней нижней мелкой складки и т. д. В разрезе одна такая складка и половина другой образуют подобие стула — отсюда их название «стулообразные» (фиг. 52).

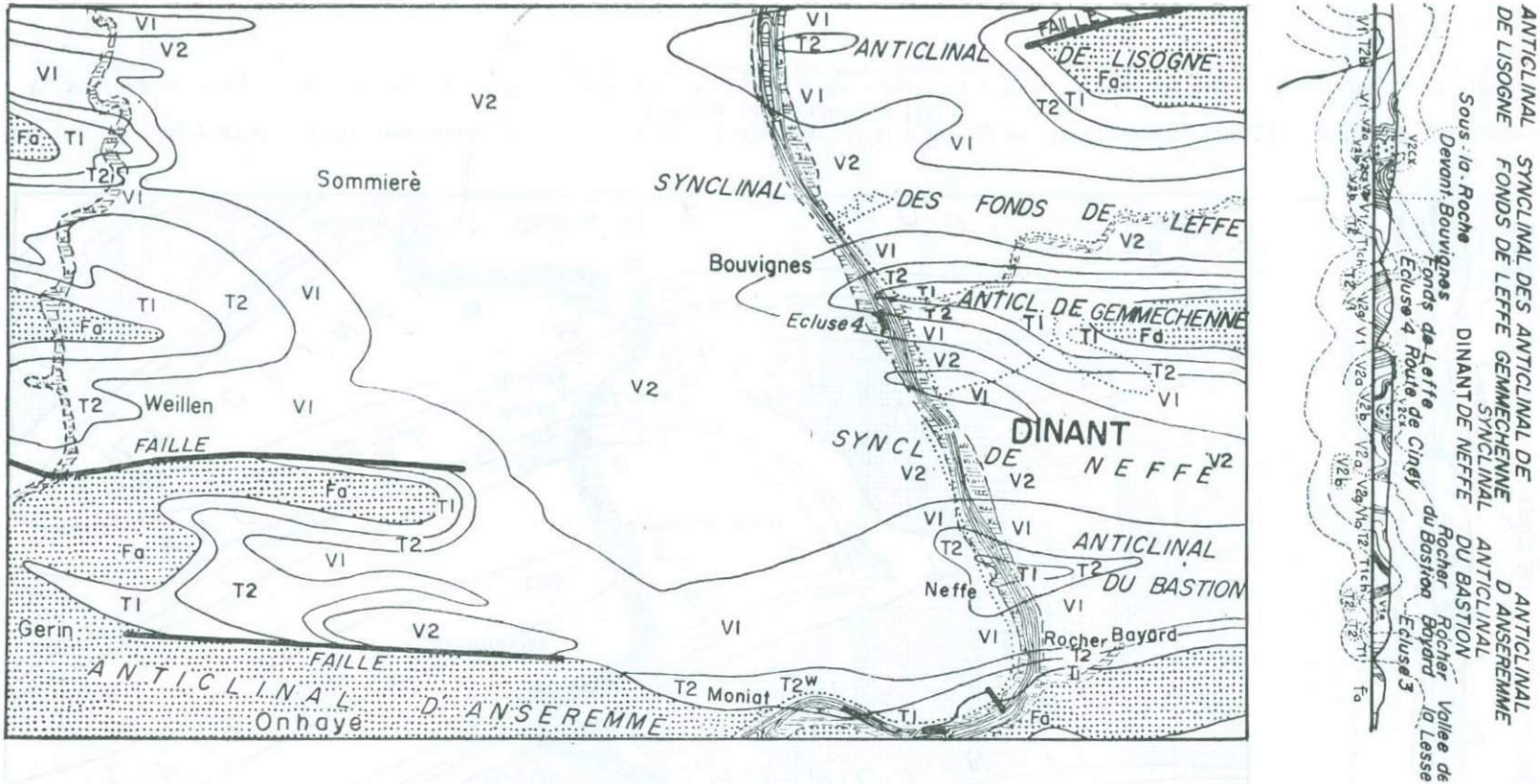
Трудно представить, чтобы подобные складки могли образоваться в результате горизонтального тангенциального сжатия. Они напоминают каскадные складки альпийской тектоники и образовались, видимо, в результате гравитационного сползания.

Региональный надвиг, отделяющий собственно Арденны от Намюрской синклинали,—«разлом Миди», или «Эйфельский разлом», —выше уже упоминался. Это вовсе не такая простая структура, как иногда принято считать. В восточном направлении, там, где Намюрская синклиналь открывается в бассейны Льеж и Ахен, этот надвиг расщепляется на несколько параллельных структур, иногда характеризующихся значительной величиной смещения локальных надвиговых блоков (фиг. 47). Об антиклинали Кондроз, заключенной между Арденнами и Намюрской синклиналью, также уже говорилось выше.



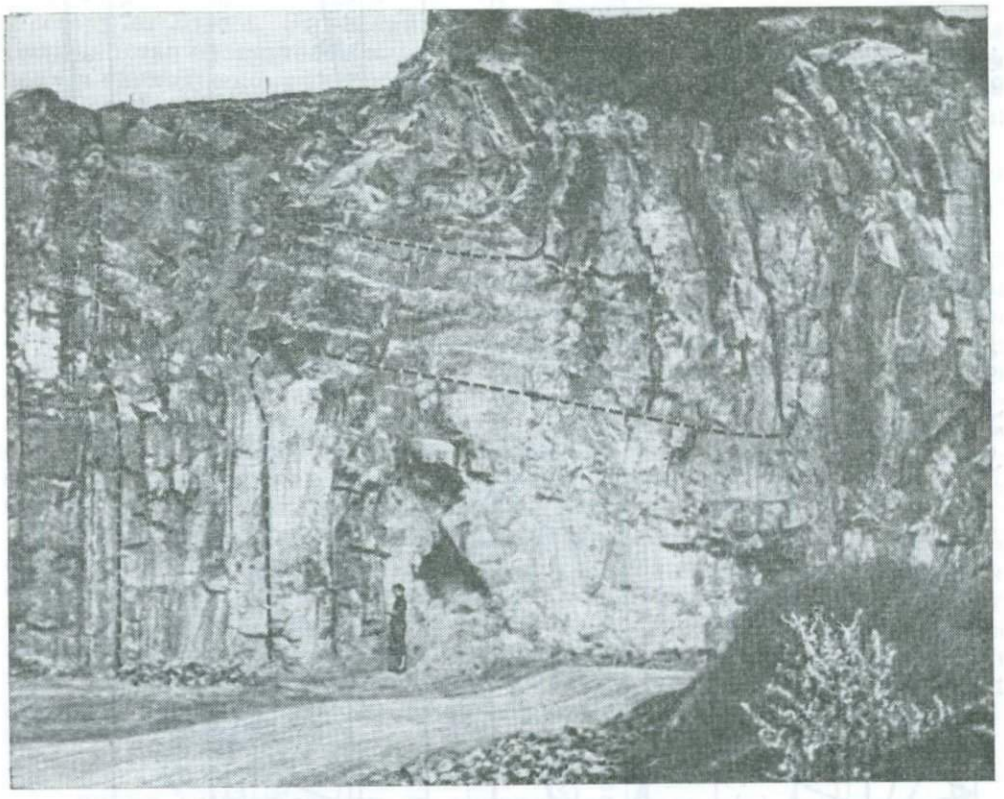
Ф и г. 50. Карта и разрез девонских отложений, развитых вдоль реки Маас (Мёз) к северу от Динана, как пример характерного для девона стиля открытых складок [19].

V_2, V_1 — верхний и нижний визе; F_2, F_1 — верхний и нижний турне; Fa — фамен; Fr — франн; Cv — живе; Co — кувен; Em_2 — верхний эмс (с Bt — бюрно); Em_1 — нижний эмс (Cb_3 — верхний кобленц авторов).



Ф и г. 51. Карта и разрез нижнекаменноугольных отложений, развитых вдоль реки Маас (Мёз) у Динана, как пример стиля сжатых сложных складок [19].

«Стулообразные» складки хорошо различимы у станции Динан. Сокращения стратиграфических наименований см. на фиг. 50.



Ф и г. 52. «Стулообразные» складки в динантских известняках Морсне, северо-восточная Бельгия.

Структура верхнекаменноугольных отложений

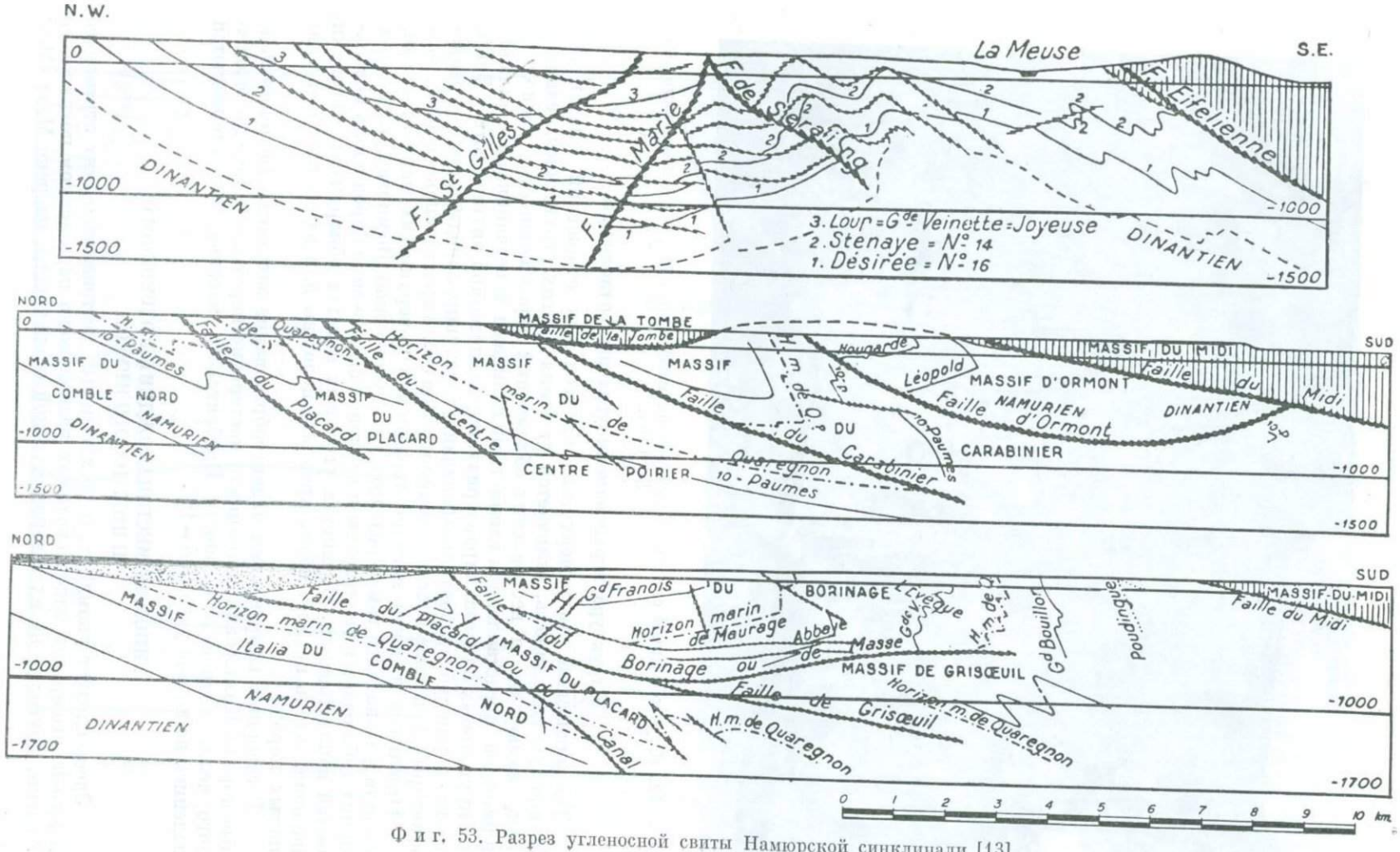
Тектонический стиль верхнекаменноугольных отложений, слагающих Намюрскую синклиналь, отличается от стиля других структурных единиц. Толща намюрских и вестфалских обломочных пород мощностью несколько километров, представленная глинистыми сланцами и песчаниками с включениями угольных пластов, характеризуется циклотемной ритмичностью. Здесь развита серия субгоризонтальных надвигов, секущих породы, характер разреза которых при поверхностном рассмотрении столь прост и спокоен (фиг. 53).

Отдельные надвиги нередко теряются в поверхностях напластования, и амплитуду надвига там определить уже невозможно. Во многих угленосных сериях наблюдается значительная величина скольжения пород вдоль поверхностей напластования. Во многих угольных пластах обнаружены признаки движений вдоль кровли, вдоль кровли и подошвы или вдоль прослоев глинистых пород.

В северном направлении надвигообразование затухает. Дислоцированные породы Намюрской синклинали постепенно переходят в породы осадочного чехла южной оконечности Брабантского массива; характеризуются падением на юг под углами 5—10°.

ТИПОВЫЕ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ ЭТРЕНСКОГО И ВИЗЕЙСКОГО ЯРУСОВ

Здесь следует упомянуть о двух типовых местонахождениях этренского и визейского ярусов, одно из которых расположено на западном погружении Арденн, другое — на их северо-восточной оконечности, на реке Маас (Мёз)



Ф и г. 53. Разрез угленосной свиты Намюрской синклинали [13].

к северу от Льежа. Этренский ярус маркирует границу девона и карбона. Большинство палеонтологов, я полагаю, пока еще не пришло к окончательному и единодушному решению о положении границы между этими системами [38]. Местонахождение около Визе дает представление о самых верхах нижнего карбона.

Рассматривая эти два типовых местонахождения под одним заголовком, мы преследуем цель продемонстрировать несостоятельность того и другого как типовых местонахождений.

Типовое местонахождение около Этрена — синклинальная структура, сложенная известняками самых низов (?) карбона, заключенных в сланцах фаменского яруса, а типовое местонахождение около Визе — антиклинальная структура, сложенная известняками, заключенными в сланцах позднекаменноугольного возраста. Оба местонахождения представляют собой выходы известняков, один из которых возвышается над окружающими его низменностями и издавна разрабатывается. Все это обусловило большие возможности для сбора палеонтологических остатков, наличие которых в былые времена являлось единственным требованием, предъявляемым к типовому местонахождению.

Однако для современных стратиграфических построений оба эти местонахождения в равной степени не пригодны (не только из-за плохой обнаженности вмещающих их глинистых сланцев, но и в силу различной компетентности известняков и окружающих их пород, что обусловило образование надвигов большой амплитуды). То, что помимо этих двух старых типовых местонахождений мы не располагаем ни одним хорошим стратиграфическим разрезом,— факт, отнюдь не облегчающий проведение современных стратиграфических исследований.

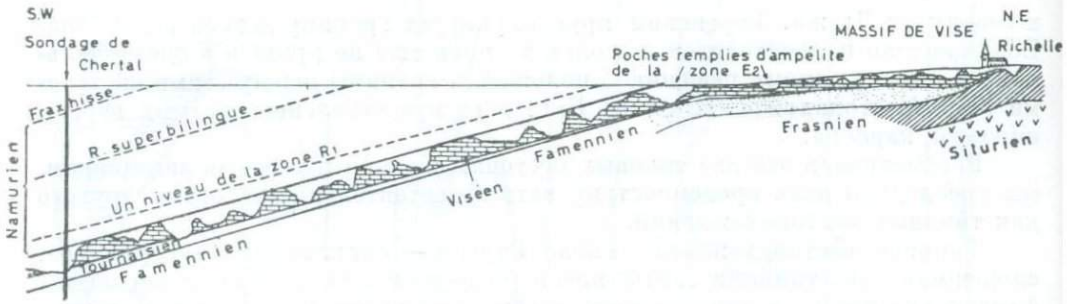
ВРЕМЯ СКЛАДЧАТОСТИ И ВИЗЕЙСКАЯ «БОЛЬШАЯ БРЕКЧИЯ»

Положение Арденн на северо-западе системы герцинид Европы требует решения вопроса о времени складкообразования — судетском или астурийском (см. стр. 77). Для северной части герцинской структуры, т. е. для Намюрской синклинали, такого вопроса не возникает. Породы угленосной свиты верхнего карбона представлены паралической геосинклинальной фацией и испытали складчатость в послевестфальское время, т. е. в астурийскую фазу герцинской орогении.

В период между ранним и поздним карбоном происходило, как правило, поднятие, сопровождавшееся наклоном пластов пород. В Намюрской синклинали оно отражено в слабом несогласии между отложениями раннего и позднекаменноугольного возраста. Между городами Намюр и Льеж с запада на восток наблюдается несогласное трансгрессивное прилегание намюра к визе $3b\alpha$ — визе $3a\alpha$. Разность их положения по вертикали составляет 70 м (на расстоянии 16 км). Несогласие расположено фактически несколько ниже. Самые верхи визейского яруса (Век) мощностью всего лишь несколько метров принадлежат уже намюру [31].

Восточнее, у города Визе, карстовая эрозия затронула даже визейские известняки во время регрессии, происходившей между ранним и поздним карбоном [18] (фиг. 54).

Южнее, в собственно Арденнах, геологические условия менее понятны [43]. Если не считать небольшой синклинали Анхе (между городами Динан и Намюр) с еще сохранившимися интенсивно деформированными отложениями самых низов намюрского яруса, наиболее молодые породы района принадлежат визе или верхам нижнего карбона. Поэтому весьма возможно, что собственно Арденны, по крайней мере в своей южной части, испытали складкообразование уже в судетскую фазу герцинского орогенеза. Полное отсутствие в Арденнах посторогенических осадков позднекаменноугольного



Ф и г. 54. Эмерсия на границе раннего и позднего карбона в Намюрской синклинали в районе Визе. Развитие карстовой эрозии в визейских известняках [18].

возраста не дает возможности проверить это предположение, остающееся все еще не более чем хорошо обоснованной гипотезой.

Свидетельством происходивших в конце раннекаменноугольного времени интенсивных движений земной коры служит фация брекчированных пород, в частности «большая брекчия» («grande brèche») верхнего визе (грубообломочная известняковая брекчия). Эта брекчия, по-видимому, результат действия мутьевых потоков, состоящих из известковой мути и неокатанных обломков известняков более древних, уже сцементированных слоев. Кое-где наблюдается хорошо выраженная ритмичная слоистость.

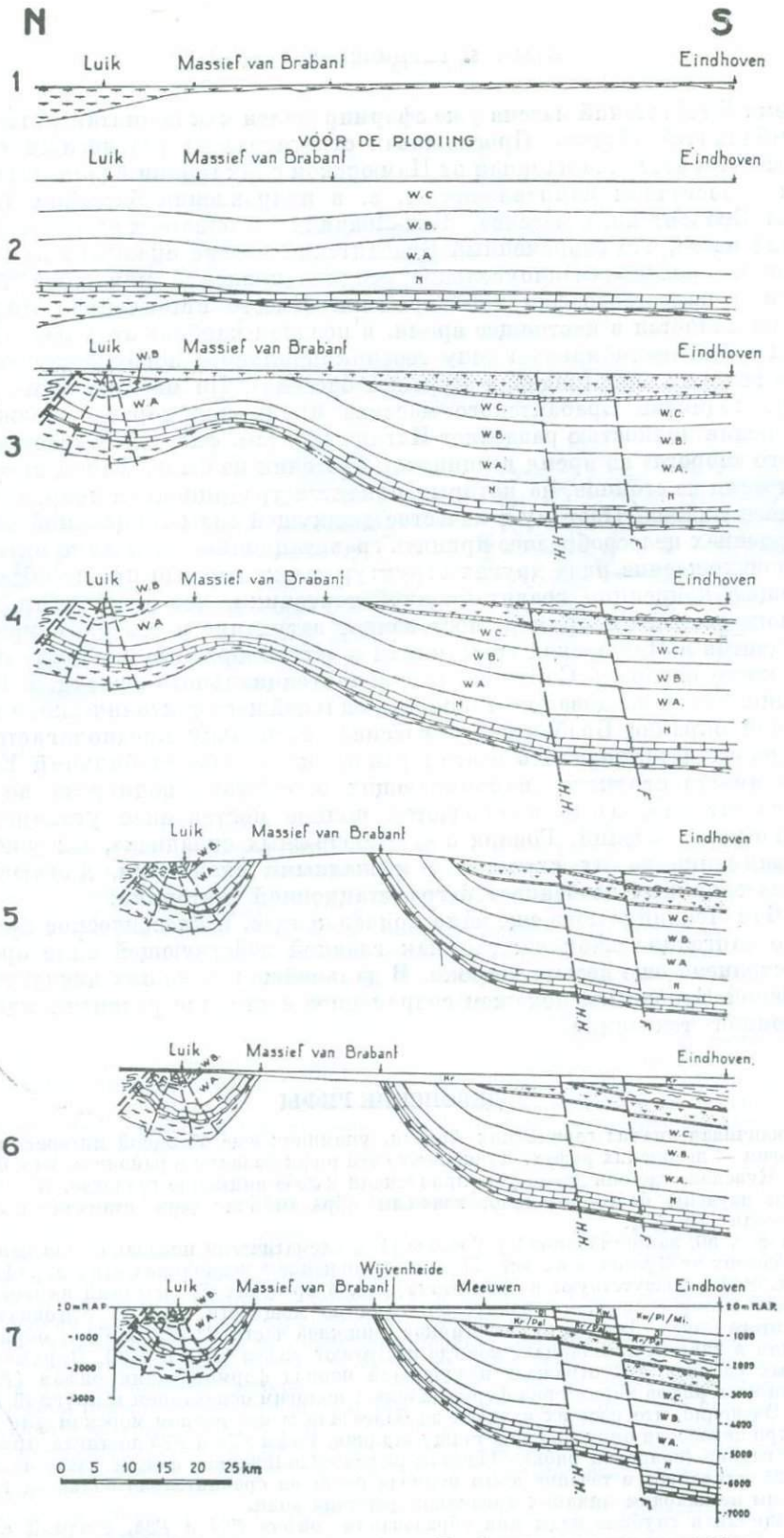
«Большую брекчию» находят в отложениях верхнего визе по всему Динанскому синклинорию, например, в Фонд-де-ла-Леф к северу от Динана [31] (фиг. 51). Находят ее, однако, и в антиклинали Кондроз и на южной оконечности Брабантского массива, расположенных уже в сфере действия астурийской фазы герцинского орогенеза. Таким образом, «большая брекчия», справедливо рассматриваемая как свидетельство проявления интенсивных движений земной коры в конце раннего карбона, не может в то же время служить доказательством проявления именно судетской фазы складчатости. Во всем Динанском синклинории вполне могли отразиться лишь отзвуки судетской фазы, проявившейся значительно южнее.

ТАНГЕНЦИАЛЬНОЕ СЖАТИЕ, А НЕ ГРАВИТАЦИОННАЯ ТЕКТОНИКА

Обычно принято считать, что герцинский пояс Арденн сформирован в результате действия тангенциальных сил, источник которых располагался где-то на юге. Эта точка зрения находит подтверждение в тенденции всех арденнских структур к опрокидыванию в северном направлении. И пусть даже покровные структуры вдоль северного фронта Арденн не столь значительны по размерам, как это считалось ранее, факт остается фактом: для главного тектонического покрова характерно падение слагающих его пород на юг. Падение пород на юг мы наблюдаем и в пологих надвигах Намюрской геосинклинали, и в немногочисленных надвигах собственно Арденн. Аналогичными падениями характеризуется, наконец, и структура каледонских массивов.

Отсюда можно сделать вывод о повсеместной северной «вергентности» структур Арденн, обусловленной, по-видимому, сопротивлением, оказываемым Брабантским массивом тангенциальному надвиганию с юга. Этот массив, представляющий собой край стабильной, консолидированной части Праевропы, очевидно, служил порогом, о который одна за другой разбивались волны герцинской складчатости.

Вопреки этой общепринятой интерпретации Ван-Леквийк [40] попытался доказать отсутствие каких-либо признаков того, что в позднекаменноуголь-



Ф и г. 55. Генетические разрезы Брабантского массива [29].

Вертикальный масштаб увеличен. Показано развитие Брабантского массива начиная с послепермского времени, откуда ясно, что, он не мог служить барьером в период герцинской орогении. *1* — позднедевонское время; *2* — поздневестфальское время; *3* — триас; *4* — юра; *5* — ранний мел; *6* — поздний мел; *7* — настоящее время.

ное время Брабантский массив уже сформировался как поднятая (или просто как стабильная) область. Прослеживая стратиграфию угленосных отложений намюра и вестфала начиная от Намюрской синклинали вдоль погружающегося в восточном направлении, т. е. в направлении бассейна Кампен, выступа Брабантского массива, Ван-Леквийк не обнаружил ни малейших указаний на то, что современный Брабантский массив оказывал какое-либо влияние на позднекаменноугольное осадконакопление или хотя бы был отражен в палеогеографии того времени. Вместо стабильного поднятия, каким он является в настоящее время, в позднем карбоне этот массив представлял собой нестабильную зону геосинклинального погружения (так же, как Намюрская синклиналь и Рурский бассейн). По мнению Ван-Леквийка [40], поднятие Брабантского массива произошло гораздо позже. Эту точку зрения полностью разделяет Патийн [29] (см. фиг. 55). Следовательно, никакого «порога» во время герцинской орогении не было. Такой вывод разрушает один из столпов, на которых покоится традиционная теория тангенциального сжатия. Поэтому в качестве движущей силы герцинской тектоники в Арденнах целесообразнее принять гравитационное сползание материала.

Происхождение ряда других структур также гораздо проще объясняется с помощью концепции гравитационной тектоники, чем концепции тангенциального сжатия (например, постепенное затухание в северном направлении надвигов в Намюрской синклинали и «стулообразные складки» отложений нижнего карбона). Согласно модели тангенциального сжатия, в Намюрской синклинали следовало бы ожидать сильнейшего тектонического смятия на южной окраине Брабантского массива, поскольку предполагается, что все Арденны наталкивались в этом районе на «остов» стабильной Европы. Однако вместо структур, напоминающих о действии волнореза во время сильного шторма, здесь наблюдается полное постепенное угасание всех тектонических явлений. Говоря о «стулообразных складках», мы уже обращали внимание на их сходство с каскадными складками, являющимися одной из типичных особенностей гравитационной тектоники.

У Ван-Леквийка пока еще мало приверженцев, и классическое представление о тангенциальном сжатии как главной действующей силе орогении распространено еще весьма широко. В дальнейшем, в наших дискуссиях по альпийской Европе мы покажем современное состояние развития идей гравитационной тектоники.

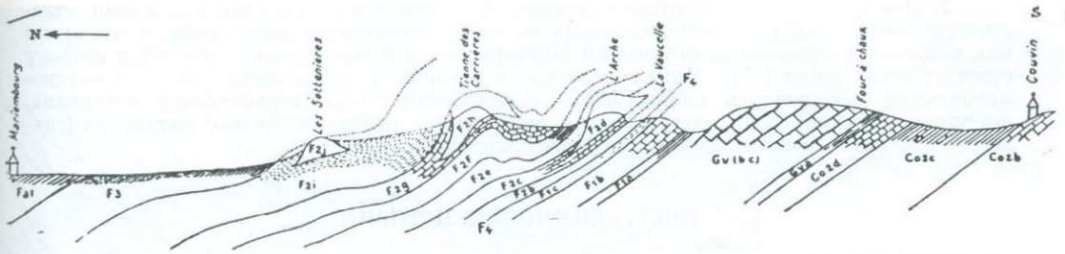
ДЕВОНСКИЕ РИФЫ

Заканчивая анализ герцинских Арденн, упомянем еще об одной интересной черте их геологии — девонских рифах. Лучше всего эти рифы развиты в районе между Филиппвилем и Кувеном, где они давно уже привлекали к себе внимание геологов. В последние годы они изучены более детально, главным образом благодаря стараниям Леконта из Брюсселя [20—22].

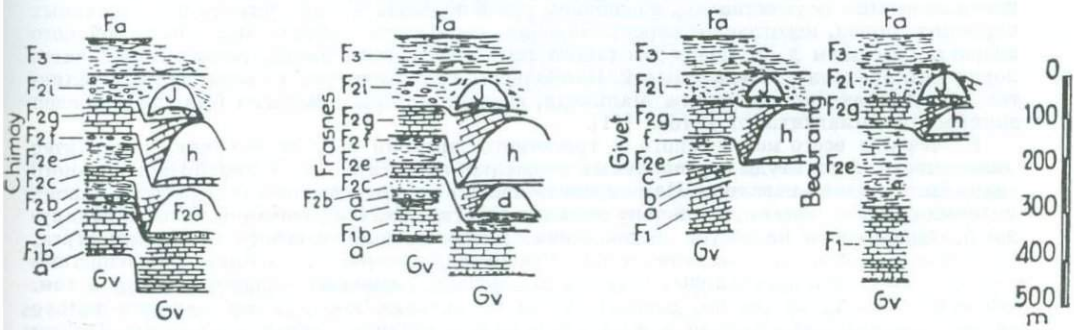
На фиг. 56, заимствованной у Госселе [17], схематически показано положение этих рифов к северу от Кувена, а на фиг. 57 — их положение в нескольких стратиграфических разрезах. Рифы присутствуют в трех горизонтах в пределах *F2*, который палеонтологически соответствует среднему франу, но, судя по мощности, слагает основную часть разреза этого яруса. Две пачки известняков в нижней части *F2* (*F2c* и *F2g*), образующие включения в глинистых сланцах, кое-где достигают рифов (*F2d* и *F2h*). Верхняя пачка глинистых сланцев *F2i* отражает позднейший период формирования рифов (*F2j*).

Для всех рифов характерна форма шлема с пологим основанием и круглой верхней частью. Очевидно, что рост их начался на более или менее ровном морском дне и затем они быстро переросли окружающую толщу осадков. Рифы *F2d* и *F2h* достигли приповерхностных глубин (волновая рябь). Обломки рифов скапливались вокруг растущего рифа. Рифы *F2j* оставались в течение всего периода роста на сравнительно большой глубине, и в них мы не находим никаких признаков действия волн.

Различия в глубине воды при образовании рифов *F2d* и *F2h*, с одной стороны, и рифов *F2j*, с другой, связаны с некоторыми экологическими особенностями. Самая главная из них состоит в том, что рост кристаллов мог происходить на бо́льших глубинах, чем строматопороидов. Справедливость этого вывода Леконта была недавно проверена



Ф и г. 56. Разрез девонских отложений в районе к северу от Кувена, масштаб 1 : 40 000 [19].
Обратите внимание на последовательные периоды рифообразования в франское время (F2d, F2 и F2j). Co — кобленц; Gv — живе; F — фран.



Ф и г. 57. Стратиграфические разрезы некоторых девонских рифов [13].
Обратите внимание на характерную форму шлема. Gv — живе; F — фран.

также на силурийских рифах Готланда (см. стр. 54). Для более детального знакомства с этим вопросом мы отсылаем читателя к упомянутым работам.

Однако девонские рифы Бельгии в противоположность силурийским рифам Готланда иногда характеризуются довольно большими размерами. Обычны для них диаметр несколько сотен метров и высота до 100 м.

Красноватые известняки рифов *F2j* разрабатываются, и этот мрамор находит сбыт во всей Западной Европе. Так, например, столь характерные для старинных кафе крышки маленьких круглых столов сделаны из бельгийских рифовых известняков *F2j*. Эти крышки — не что иное, как плиты цилиндрической колонки породы, извлекаемой из скважин (в эти скважины опускались ролики, по которым двигалась проволока для резки мрамора). Разительное сходство всех старомодных кафе, связываемых нами почему-то с французской или романской культурой, объясняется именно одинаковыми размерами их маленьких круглых столиков (обусловленными в свою очередь стандартными размерами скважин, в которые опускались ролики, несущие проволоку для резки мрамора). Этот факт свидетельствует о том, как много могут значить второстепенные обстоятельства и галльская бережливость.

Девонские ритмы и циклотемы угленосной свиты

Совершенно очевидно, что чередование франских глинистых сланцев и известняков — проявление ритмичности осадконакопления в соответствии с геосинклинальным погружением. Во время отложения известняков море было более мелководным, а во время отложения глинистых сланцев — более глубоководным. Такой вывод можно сделать на основании скудной фауны, заключенной в глинистых сланцах. Если во время формирования известняковых толщ терригенный материал не поставлялся или почти не поставлялся, то во время отложения сланцев, напротив, происходило весьма активное поступление именно терригенного материала. Существует положительная зависимость между углублением геосинклинального моря и интенсивностью поступления в него обломочного терригенного материала, что указывает на интенсивные движения земной коры (одновременно происходят и новое поднятие хинтерланда, откуда поставляется детритовый материал, образующийся в процессе новой эрозии, и более интенсивное прогибание геосинклинали).

Сравнивая эти ритмы с другими общеизвестными ритмами и циклотемами, мы обнаруживаем два различия.

1. Отдельные циклы девонского ритма значительно мощнее обычных циклотем; их мощность для девонского ритма составляет около 100 м (вместо 10 м для обычных циклотем).

2. Девонские осадки отлагались в зоне, обращенной в сторону моря от линии, отделяющей погружающуюся геосинклиналь от воздымающегося хинтерланда, в то время как циклотемы угленосных отложений формировались в зоне, расположенной в сторону суши от этой линии [37]. Иными словами, в девонском ритме море в области осадконакопления погружалось одновременно с привносом более терригенного материала, а в угленосную циклотему регрессия совпадает с отложением песчаного материала (свидетельство интенсивного воздымания хинтерланда).

ПОСТГЕРЦИНСКАЯ ИСТОРИЯ

Пенепленизация

Вслед за герцинской орогенией немедленно началась эрозия. Вполне возможно, что пенепленизация осуществилась в основном уже в пермское время. Остатки посторогенных пермских пород, несогласно перекрывающих складчатые образования палеозойского возраста, в общем дают повод для такого предположения, однако подавляющая часть пород того времени удалена эрозией. Наибольший интерес из такого рода местных реликтов представляют конгломераты Мальмеди, возраст которых недавно был подтвержден данными палеомагнитного метода [11].

В течение всего мезозойского и третичного времени область сохраняла характер низменности. Амплитуда вертикальных движений положительного или отрицательного знака была, видимо,невелика. Нам ничего не известно о чехле триасовых, юрских и нижнемеловых осадков Арденн, поскольку никаких остатков этих образований пока не обнаружено. Однако далее на восток, в депрессии, расположенной к северу от Люксембурга, известны обширные выходы остаточных образований пестрого песчаника. Разрозненные выходы остатков нижнемеловых морских отложений, возможно, свидетельствуют о том, что сенонская трансгрессия, доказательства проявления которой мы находим только на севере, западе и юге Арденн, в действительности захватила всю эту территорию. Другим доказательством тому служат континентальные песчаники, несогласно перекрывающие складчатые породы палеозоя.

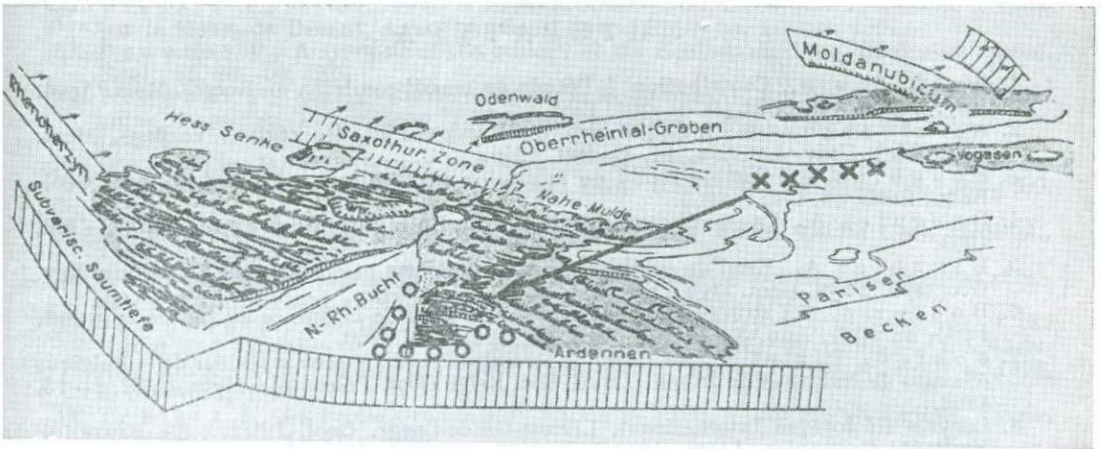
Формирование возвышенностей

Превращение Арденн из низменности в возвышенность осуществилось в совсем недавнем геологическом прошлом. Эта особенность свойственна всем возвышенностям герцинской Европы, о чем мы уже говорили в гл. 1. Однако для большинства возвышенностей определить точную дату этого превращения трудно, и его датируют приблизительно плио-плейстоценом. Однако в Арденнах и Рейнских Сланцевых горах такая датировка произведена более точно, а именно как граница между плиоценом и плейстоценом. Этот вопрос заслуживает более детального рассмотрения из-за того особого значения, которое он имеет для геологии Западной Европы.

Вполне возможно, что Арденны и Рейнские Сланцевые горы обнаруживали тенденцию к воздыманию еще до начала плейстоцена. Такое предположение высказал Макар [24, 25] на основании изучения пятнадцати уровней денудации, наблюдающихся по всей территории Арденн.

Однако эти более древние движения положительного знака имели, по-видимому, незначительные масштабы и их действие компенсировалось эрозией. Если не считать сглаженных остаточных холмов на водоразделах, то следует признать, что никаких возвышенных областей в результате этих движений не образовывалось. В пользу такого предположения свидетельствуют два факта. Во-первых, свежий детритовый материал палеозоя Арденн никогда не попадал в окружающие бассейны третичного осадконакопления (в которых шло отложение преимущественно тонкозернистых песков и глин). А если грубозернистый материал кое-где и встречается, то он происходит отнюдь не из палеозойского ядра Арденн — например, заключенная в миоценовых отложениях галька девонского кремня или находимая в плиоценовых отложениях к северу от Арденн и Рейнских Сланцевых гор галька с окремненными оолитами.

Последнее из упомянутых обстоятельств является вторым аргументом против признания существования в плиоцене возвышенной области, находившейся на месте современных Арденн и Рейнских Сланцевых гор (поскольку галька транспортировалась через этот регион с юга на север). Плиоценовый галечник хорошо отсортирован и заключает гальку только наименее выветриваемых материалов: кварца, кварцита и других кремнистых пород. Вполне возможно, что этот галечник — продукт нескольких фаз эрозии и осадкоотложения. Единственными руководящими элементами являются окремненные оолиты и реже окремнелые юрские брахиоподы. И те и другие происходят из оолитовых известняков среднеюрского или доггерского возраста («главный оолит»), вероятно, обнажавшихся тогда, как и сейчас, вдоль границы между Парижским бассейном и Вогезами (фиг. 58).



Ф и г. 58. Диаграмма, иллюстрирующая взаимоотношения между выходами доггерских оолитов на восточной стороне Парижского бассейна и окремненными оолитами плиоцена, развитыми к северу от современных Арденн и Рейнских Сланцевых гор.

Крестики — выходы доггера; кружки — окремненные оолиты в плиоценовых отложениях.

За этот факт ухватились географы, находящиеся под впечатлением и другого классического факта физической географии Европы — перехвата верховьев Мааса (Мёза) Мозелем к югу от Арденн в районе горы Туль (Франция). Географы говорят об изгибе реки Маас (Мёз) и о том, что верхний Мозель является притоком Мааса (Мёза), по которому в плиоцене осуществлялась транспортировка этих окремненных оолитов через Арденны и Рейнские Сланцевые горы. Отсюда название этого галечника «traîneau mosane» — «мозельские санки» [26].

Я полагаю, что такого рода экстраполяция древней дренажной сети пока не подтверждается имеющимися в нашем распоряжении научными данными. Перехват верховьев Мааса Мозелем — особенность, возникшая гораздо позднее. Этот перехват осуществился либо во время рисского оледенения, либо непосредственно перед ним [39], т. е. в среднем плейстоцене. К тому времени долина Мааса (Мёза) уже была глубоко врезана в поднятый пенеплен, что очень хорошо наблюдается в сухой долине близ Туля, соединяющей долины современных Мозеля и Мааса (Мёза).

Отложение окремненных оолитов происходило в плиоцене, может быть, еще в раннем плейстоцене, судя по палеофлористическим остаткам в глинах Реве, развитых вблизи Венло на реке Маас (Мёз).

Более того, сток древнего Мааса (Мёза), главным притоком которого служил современный верхний Мозель, к югу от Арденн происходил в западном направлении и входил в дренажную систему древней Сены. Это «Мёз-де-Мезьер» или «Лотарингский Мёз» некоторых авторов [32]. И наконец, окремненные оолиты находят не только в бассейне современного Мааса (Мёза), но и бассейне современного Рейна. По-видимому, можно с уверенностью говорить о том, что Арденны и Рейнские Сланцевые горы в то время не создавали никакого топографического препятствия [35] — в области Рейна существовала обширная заливная терраса, располагавшаяся ненамного ниже, чем пенеплен. Рейн транспортировал лишь наименее выветриваемые тяжелые минералы (турмалин, циркон и рутил), происходящие из подвергшихся выветриванию частей пенеплена. Таким образом, река (или несколько рек) вполне могла осуществлять транспортировку материалов через эти районы.

Итак, крупную гальку палеозойского ядра Арденн и Рейнских Сланцевых гор находят в раннеплейстоценовых аллювиальных террасах рек Маас (Мёз) и Рейн. Ее крупные размеры и внезапное появление в соседних бассейнах осадконакопления свидетельствуют об интенсивном и быстром поднятии этих возвышенностей начиная с антропогена. Именно в это время прекращается поступление окремненных оолитов с юга.

Типичный возвышенный рельеф этих районов, их широкие плато, сформированные в результате поднятия пенеплена, а также глубокие речные долины весьма молодого возраста еще и еще раз подтверждают высказанные выше соображения об интенсивности и молодости главного поднятия.

ЛИТЕРАТУРА

1. Anthoine R., Contribution à l'étude du massif cambrien de Rocroi, Mém. Acad. Roy. Belg., 2e Sér., 61 (4), 1—201, 1938.
2. Asselberghs, E., L'Eodévonien de l'Ardenne et des régions voisines, Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain, 14, 1—598, 1946.
3. Beugnies A., Compte rendu de la session extraordinaire 1961, Ann. Soc. Géol. Belg., Bull., 85, 1—84, 1962.
4. Beugnies A., Le massif cambrien de Rocroi, Bull. Carte Géol. France, 270, 1—166, 1963.
5. Beugnies A., Essai de synthèse du géodynamisme paléozoique de l'Ardenne, Rev. Géograph. Phys. Géol. Dyn., Sér. 2, 6, 269—277, 1964.
6. Bouroz A., La structure du Paléozoique du nord de la France au sud de la grande Faille du Midi, Ann. Soc. Géol. Nord, 80, 101—112, 1960.
7. Conil R., Pirlet H., Sur quelques foraminifères du Viséen supérieur de la Belgique (Bassins de Namur et de Dinant), Bull. Soc. Belge Géol. Paleontol., Hydrol., 72, 1—15, 1963.
8. Congrès Géologique International, Livrets-Guide-Congr. Geol. Intern., 8e, Bruxelles, Vaillant—Carmanier, Liège, 1922.
9. Congrès International de Sedimentologie, Livrets-Guide des Excursions C — D, E — F, G, I — J — 6e Congr. Intern. Sedimentol. (Hollande — Belgique), Brussels, 1963.
10. De Bethune P., Geologie der steenkoolafzettingen van België, Tech. Tijdschr. Unie Ingenieur., Leuven, 80 (16), 1—37, 1952.
11. De Magnée I., Nairn A.E.M., La méthode paléomagnetique application au poudingue de Malmédy, Bull. Soc. Belge Géol. Paléontol. Hydrol., 71, 551—565, 1963.
12. Fourmarier P., Vue d'ensemble sur la géologie de la Belgique, Ann. Soc. Géol. Belg., Mém., 4, 1—200, 1934.
13. Fourmarier P., Prodrome d'une Description Géologique de la Belgique, Soc. Géol. Belg., Liège, 1—826, 1954.
14. Geukens F., Het pseudotektonisch venster van Theux, Mededel. Akad. Wetenschap. 21, 1—8, 1959.
15. Geukens F., Überblick über die tektonischen Beziehungen zwichen dem Massiv von Stavelot, dem Vesdre-Massiv und dem Massiv von Herve, Fortschr. Geol. Rheinland Westfalen, 3, 1145—1154, 1962.
16. Geukens F., Richter D., Problèmes géologiques dans le massif de Serpont (Ardennes), Bull. Soc. Belge Géol. Paléontol. Hydrol., 70, 196—212, 1962.
17. Gosselet J., L'Ardenne, Mém. Carte Géol. France, 1—881, 1888.
18. Graulich J. M., La phase sudète de l'orogène varisque dans le synclinorium de Namur à l'est de Samson, Bull. Soc. Belge Gèol. Palèontol., Hydrol., 71, 181—199, 1963.
19. Kaisin F., Mailleux E., Asselberghs E., Traversée central de la Belgique, Congr. Géol. Intern., 13e, Bruxelles, Livret-Guide, 1—90, 1922.
20. Lecompte M., Quelques données relatives à la genèse et aux caractères écologiques des «récifs» du Frasnien de l'Ardenne, Inst. Roy. Sci. Nat. Belg.— Vol. Victor van Straelen, 1, 153—181, 1954.
21. Lecompte M., Les récifs dévoniens de la Belgique, Bull. Soc. Géol. France, 6 (7), 1045—1068, 1957.
22. Lecompte M., Faciès marins et stratigraphie dans le Dévonien de l'Ardenne, Ann. Soc. Geol. Belg., Bull., 85, 17—57, 1961.
23. Lohest M., Fourmarier P., Traversée orientale de la Belgique, Congr. Géol. Intern., 13e, Bruxelles, Livret-Guide, A 1, 1—46, 1922.
24. Macar P., L'évolution géomorphologique de l'Ardenne, Bull. Soc. Belge Géograph., 78, 1954.
25. Macar P., Aperçu synthétique sur l'évolution géomorphologique de l'Ardenne, Géographie (Brussels), 17, 1—11, 1965.
26. Macar P., Meunier J., La composition lithologique des dépôts de la «Trainée mosane» et ses variations, Ann. Soc. Géol. Belg., Bull., 78, 61—88, 1955.
27. Maillieux E., Terrains, Roches et Fossiles de la Belgique, Musée Roy. Nat. Hist. Belge, Brussels, 1—217, 1933.
28. Michot P., Conil R., Graulich J. M., Sédimentologie des formations viséennes du synclinorium de Namur, dans la valée de la Meuse, Congr. Intern. Sédimentol., 6e, Bruxelles, Livret Guide Excursions, G (1), 1—22, 1963.
29. Patijn R. J. H., Het Carboon in de ondergrond van Nederland en de oorsprong van het Massief van Brabant, Geol. Mijnbouw., 42, 341—348, 1963.
30. Pirlet H., Sédimentologie des formations du Viséen supérieur, V3b dans la vallée du Samson (Bassin de Namur, Belgique), Ann. Soc. Géol. Belg., Mém., 86, 1—41, 1963.
31. Pirlet H., La sédimentation rythmique de la partie inférieure du V3a dans le Bassin de Namur; les relations entre le Dinantien et le Namurien de Namèche à Moha, Ann. Soc. Géol. Belg., Bull., 86, 461—468, 1964.

32. Pissart A., Les terrasses de la Meues et de la Semois, La capture de la Meuse lorraine par la Meuse de Dinant, Ann. Soc. Geol. Belge, Bull., 84, 1—108, 1961.
33. Pruvost P., A synopsis of the geology of the Boulonnais, Proc. Geologists' Assoc. Engl., 35, 29—59, 1924.
34. Pruvost P., Lexique Stratigraphique International, I. Europe, 4aII, France, Belgique, Pays-Bas, Luxembourg, Paléozoique supérieur, Centr. Natl. Rech. Sci., Paris, 1—224.
35. Quitzow H. W., Hebung und Senkung am Mittel- und Niederrhein während des Jungtertiärs und des Kwartärs, Fortschr. Geol. Rheinland Westfalen, 4, 389—400, 1959
36. Rupke J., The Elsa nappe, Cantabrian Mountains, Spain, Leidse Geol. Mededel., 32, 1—74, 1965.
37. Rutten M. G., Devonian reefs from Belgium, relation between geosynclinal subsidence and hinterland erosion, Am. J. Sci., 254, 685—692, 1956.
38. Simpson S., The Devonian — Carboniferous boundary and the problem of the British and Ardennes — Rhineland successions from the upper Famennian to the Namurian, Congr. Avan. Stratigraph. Géol. Carbonifère, Compte Rendu, 4, Heerlen, 1958, 3, 629—633, 1962.
39. Tricart J., La Partie Orientale du Bassin de Paris, Étude morphologique, Thesis, Sorbonne, Paris, 1—471, 1952.
40. Van Leckwijck W. P., Tableaux d'une aire instable au Paléozoique supérieur, la terminaison orientale du Massif du Brabant aux confins belgo-neérlandias, Varhandel. Koninkl. Ned. Geol. Mijnbouwk. Genoot., Geol. Ser., 16, 252—273, 1956.
41. Van Veen J., The tectonic and stratigrafic history of the Cardaño area, Cantabrian Mountains, northwest Spain, Leidse Geol. Mededel., 35 (1966), 45—103, 1965.
42. Waterlot G., Stratigrafie et tectonique du massif cambrien de Rocroi, Bull. Carte. Géol. France, 195, 1—53, 1937.
43. Waterlot G., L'évolution de l'Ardenne au cours des divers phases des plissements calédoniens et hercyniens, Bull. Soc. Géol. France, 15, 3—44, 1945.
44. Waterlot G., Lexique Stratigraphique International, I. Europe, 4aI, France, Belgique, Pays-Bas, Luxembourg, Antécambrien — Paléozoique inférieur, Centr., Natl. Rech. Sci., Paris, 1—432, 1957.
45. Waterlot G., Le Cambrien de l'Ardenne, Intern. Geol. Congr., 20th, Mexico, 1956, Rept., El Sistema Cambrico, 1, 161—184, 1958.

Дополнительная литература

Charlier R. H., Lecompte M., Geographical distribution of the Devonian in Belgium with emphasis on the Frasnian and the Famennian, Section 9, 1968.

ГЛАВА 6

Рейнские Сланцевые горы

ВВЕДЕНИЕ

В восточном направлении Арденны переходят в Рейнские Сланцевые горы. Это наименование мы применяем в геологическом, то есть в наиболее широком смысле, включая в него такие области, как Эйфель, Зауэрланд, Келлервальд, Хунсрюк и Таунус, географически образующие более или менее обособленные единицы (фиг. 59).

Северная и южная окраины Рейнских Сланцевых гор сложены трансгрессивно залегающими постгерцинскими отложениями, как правило, мезозойского возраста. Восточная граница образована крупной зоной разломов, отделяющей Рейнские Сланцевые горы от Гессенского грабена [36]. Последний является непосредственным продолжением в северном направлении Рейнского грабена и образует звено зоны озеро Мьёса — Средиземное море (стр. 54). В западном направлении, как показано в гл. 5, происходит их постепенный переход в Арденны, которые с геологической точки зрения представляют одну из частей той же герцинской структуры. Как возвышенность, однако, они рассекаются в западном Эйфеле депрессией [58]. В Рейнских горах обнаружены многочисленные, правда только местные, проявления молодого, кайнозойского вулканизма. Наиболее известны из них вулканы Зибенгебирге у Бонна и вулканы Эйфель, однако лучшим примером (по масштабам вулканизма) может служить Вестервальд. Если не принимать во внимание эти молодые вулканические образования, Рейнские Сланцевые горы представляют единую твердую глыбу герцинских структур.

Рейнские Сланцевые горы и Арденны имеют большое сходство. И те и другие принадлежат главным образом герцинскому орогеническому циклу. Их геосинклинальное развитие началось в девоне и продолжалось в карбоне; главная орогеническая фаза приходится на конец раннего или на конец позднего карбона.

Однако между ними есть и различия. Рейнские Сланцевые горы много шире, почти в два раза, чем Арденны, и состоят из большего количества отдельных структурных единиц. Эти дополнительные структурные единицы, как северные, так и южные, в западном направлении скрываются под чехлом мезозойских осадков, и лишь центральная часть Рейнских Сланцевых гор продолжается в Арденны.

Несмотря на их ширину, Рейнские Сланцевые горы обладают структурой, более однородной, чем Арденны. Во-первых, в них нет каледонских массивов [1]. Додевонские породы представлены лишь на отдельных участках, на северо-востоке, в основании многочисленных крупных надвигов, в Зауэрланде [1, 27] и в еще недостаточно изученной зоне, проходящей по южной окраине Хунсрюка и Таунуса [2, 59]. Каменноугольные отложения, слагающие в Арденнах важнейшую часть Динанского синклинория, в Рейнских Сланцевых горах развиты только вдоль северной границы.

Резюмируя, можно сказать, что Рейнские Сланцевые горы сложены в основном обломочными осадочными породами ранне- и среднедевонского возраста, слегка смятыми в складки. В составе этих пород преобладают сланцы, причем песчанистые (отсюда название гор — Сланцевые).

В Арденнах мы не находим начальных геосинклинальных вулканитов Рейнских Сланцевых гор (девонского и раннекаменноугольного возраста). Это отличие ставит в тупик приверженцев жестких классификаций. Почему Арденны, не имеющие начальных геосинклинальных вулканитов, являются типично миогеосинклинальными, в то время как их прямое продолжение (а не параллельная зона) — Рейнские Сланцевые горы — обладают эвгеосинклинальными характеристиками?

ДЕВОН РЕЙНСКИХ СЛАНЦЕВЫХ ГОР

Сравнение с Арденнами

Прежде чем перейти к детальному рассмотрению проблемы, напомним о том, что на отрезке от Арденн к Рейнским Сланцевым горам несколько международных названий ярусов заменяются германскими синонимами,

[1] Конечно, массив Ставло сечет административную границу между Бельгией и ФРГ. Его восточное погружение носит название седловина Венн [56, 61], однако с геологической точки зрения это часть Арденн.

например, кувен эйфелем (несмотря на то что первое из этих названий имеет более давний и заслуженный приоритет). В табл. 12 сопоставлены названия ярусов Арденн и Рейнских Сланцевых гор и приведены наименования предполагаемых орогенических фаз — местных дополнений к канону Штилле. Более детальную информацию по этому вопросу читатель найдет у Кучера и Шмидта [42].

Таблица 12

Ярусы девона в Арденнах и Рейнских Сланцевых горах и некоторые предполагаемые орогенические фазы

	Арденны		Рейнские Сланцевые горы	Орогенические фазы
Верхний девон	Фамен		Дасберг Хемберг Неден	Марсийская
	Фран		Адорф	
Средний девон	Живе		Живе	Меггенская
				Бранденбергская
	Кувен		Эйфель	
Нижний девон	Кобленц	Эмс	Кобленц = Эмс	Досидеритовая
		Зиген	Зиген	
	Жедин		Жедин	

Девонская история геосинклинального развития Рейнских Сланцевых гор значительно проще, чем история Арденн того же периода. Взамен континента на севере и геосинклинального моря на юге — в связи с усилением интенсивности погружения в южном направлении — в Рейнских Сланцевых горах мы находим геосинклиналь, состоящую из нескольких относительно стабильных глыб, чередующихся с зонами интенсивного прогибания. Южная окраина континента древнего красного песчаника нигде не обнажена, однако ее влияние контролируется красноцветными морскими отложениями, развитыми в северной части Рейнских Сланцевых гор.

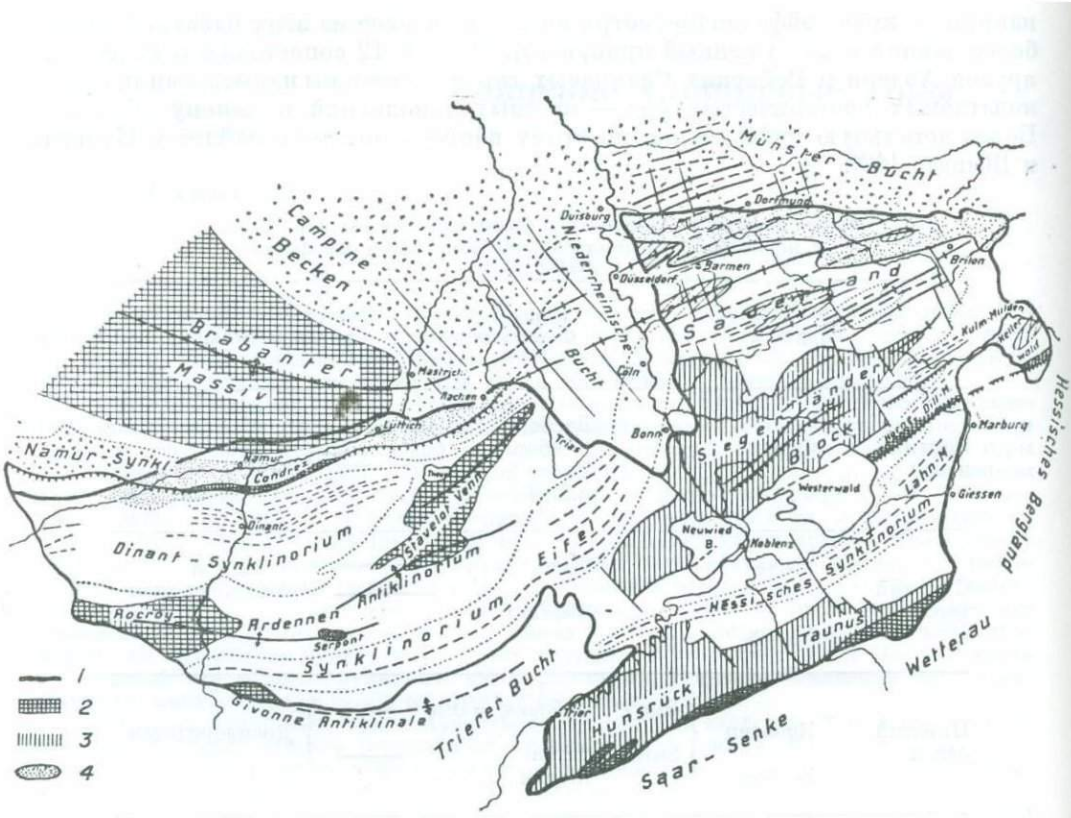
Основными стабильными глыбами в девоне были глыбы [55] Зигерланда, Хунсрюка и Таунуса, основными областями погружения — Зауэрланд и Мозельский, или Гессенский, синклинорий (фиг. 59).

Различия в величине прогибания

Величина прогибания от одного яруса девона к другому колеблется в широких пределах. Это можно видеть на примере меридионального разреза Рейнских Сланцевых гор (участок от Эссена до Висбадена, см. фиг. 60). Более подробные сведения о размерах геосинклинального прогибания отдельных участков для различных ярусов девона читатель найдет в работах Келлера [34] и других авторов [56, 49, 54].

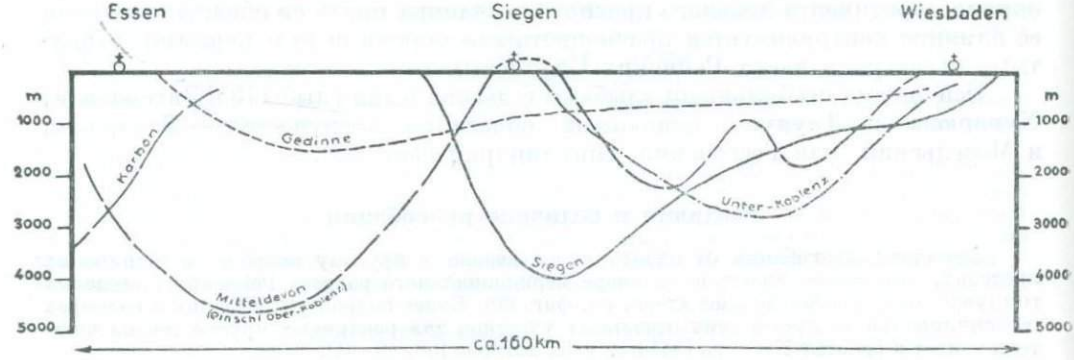
В жедине прогибание в Рейнских Сланцевых горах — в противоположность Арденнам — было еще весьма умеренным. По-настоящему геосинклинальное прогибание началось в зигенское время, в районе города Зигена, расположенного на реке Зиг. Впоследствии эта зона вела себя как относительно стабильная глыба и в среднем карбоне даже подверглась эрозии. Более детально этот вопрос рассмотрен в работе о геологии среднезигенских отложений [21].

С конца раннего девона и в течение всего среднего девона будущие Зауэрланд и Мозельский синклинорий были зонами интенсивного прогибания. Фации позднего девона сохранились главным образом в северной части Рейнских Сланцевых гор, причем только на небольших площадях.



Ф и г. 59. Структурная схема Арденн и Рейнских Сланцевых гор [64].

1 — граница герцинской возвышенности; *2* — Брабантский массив, каледонские массивы в Арденнах и додевонские отложения Рейнских Сланцевых гор; *3* — «стабильные глыбы»; *4* — верхнекаменноугольные отложения Намюрской синклинали и Рурского бассейна.



Ф и г. 60. Стратиграфический разрез Рейнских Сланцевых гор от Эссена до Висбадена[33].

На разрезе показаны изменения мощности девонских и каменноугольных отложений.

Конечно, нарисованная нами картина весьма схематизирована. К тому же фации различных единиц девона характеризуются резкой изменчивостью по простиранию. Например, в отношении нижне- и среднедевонских отложений юго-восточной части Рейнских Сланцевых гор и верхнедевонских отложений северо-восточной их части в литературе встречаются указания: «фациально изменчивы», «представлены богемской или саксонской фацией». Создается впечатление, что знаменитая «рейнская фация» развита только в разрезе вдоль Рейна.

Следует напомнить, что в литературе фигурирует единая Реногерцинская зона, тектоника которой сопоставима и с Рейнскими Сланцевыми горами, и с Гарцем. Однако, с другой стороны, для девона говорят о раздельных фациальных провинциях: рейнской фации Рейнских Сланцевых гор и герцинской фации Гарца [16, 54].

Указанные различия в величине геосинклинального прогибания трактуют как доказательство проявления внутридевонских орогенических фаз. Однако подобные доказательства не более убедительны, чем такое, например, утверждение: «В синклинали Лан верхнесреднедевонские отложения, заключающие слой галечников, перекрывают образования раннеэмского возраста. Осадки мощностью 700—800 м эродированы. Угловое несогласие зачастую составляет 10—15° [49]. На мой взгляд, это может служить примером доведения концепции Штилле до крайности. Нельзя забывать о том, что сам Штилле отмечал двойственность природы тектонических движений, заключающих как эпейрогенические вертикальные подвижки, так и орогенические тангенциальные. В геосинклинали, в которой конседиментационный наклон обусловил описанные выше значительные изменения в мощности, следует ожидать местного поднятия и эрозии. Так что в подвергшихся столь интенсивным деформациям Рейнских Сланцевых горах принятие представления о внутридевонском угловом несогласии должно базироваться на чем-то большем, чем внутриформационное стратиграфическое несогласие.

Осадконакопление в девоне

Обломочные породы девонского возраста раньше считали образованиями мелководного, приливного или даже ваттового моря. Однако детальный анализ небольшой площади развития фаменских отложений в Арденнах, выполненный Ван-Страатеном [62], крупнейшим специалистом в области геологии ваттового моря Дании, показал, что это не так. По его данным песчаники Кондроз формировались не в условиях приливного, а скорее в условиях глубокого моря. Хотя это установлено только для небольшой части верхнего девона, фациальное сходство фаменских отложений, по крайней мере по всей территории Арденн, столь очевидно, что экстраполяции представляются весьма возможными.

С другой стороны, было доказано, что многие (если не почти все) граувакки, развитые в девоне Рейнских Сланцевых гор, являются турбидитами [17, 18, 51] — свидетельство того, что осадконакопление повсеместно происходило на достаточно большой глубине. Однако все это не дает возможности точно определить глубину геосинклинального моря.

Хорошо известная и прекрасной сохранности фауна сланцев Бунденбах и местонахождения сланцев Хунсрюк (граница зигена и эмса) также свидетельствуют о глубоководном осадконакоплении. В составе указанной фауны: кишечнополостные, брахиоподы, моллюски, черви, ранние членистоногие, цистоидеи, астероиды, криноидеи и рыбы [41]. Но даже и эта фауна не позволяет определить точную глубину осадконакопления.

Итак, мы приходим к выводу, что большинство кластических фаций девона Рейнских Сланцевых гор сформировано в глубоководных условиях. Более точно определить среду осадконакопления нам помогут дальнейшие седиментологические и палеоэкологические исследования.

Напротив, известняковая фация Рейнских Сланцевых гор, развитая здесь, как и в Арденнах, в части среднего и в части верхнего девона [38, 44], типично мелководная. И хотя она изучена значительно хуже, чем ее бельгийский аналог, известно, однако, что в ней представлены и биогермы, и биостромы [29].

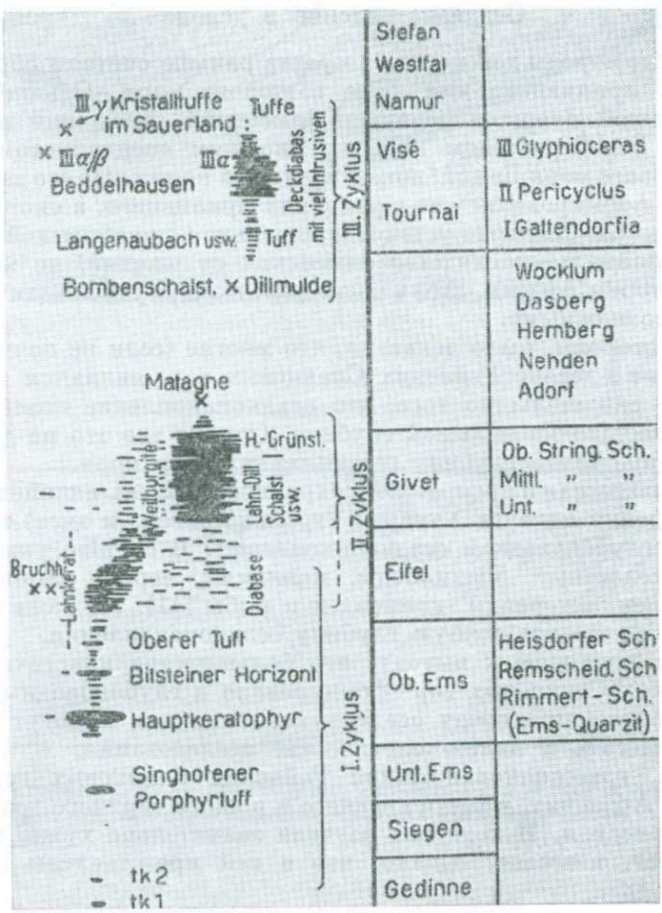
Как всегда в подобных случаях, с новой интерпретацией согласны далеко не все исследователи. Например, Эрбен [10] в недавно опубликованной работе говорит о «прибрежных районах с широким развитием терригенного,

крупно- и среднезернистого песчаного материала» и о «районах открытого моря, лишенных или почти лишенных терригенного материала». Юкс [30] даже считает, что в нижнем девоне горной страны Бергиш-Ланд, в районе к востоку от Кёльна, мы встречаемся с ваттовым осадконакоплением. Однако описанный Юксом разрез заключает все характеристики турбидитового разреза. Таковы трудности, возникающие при интерпретации осадочных разрезов.

Начальный магматизм и Рейнские Сланцевые горы

Другим чрезвычайно интересным моментом в истории геосинклинального развития Рейнских Сланцевых гор является начальный магматизм. Здесь сразу же следует отметить различие между кислыми изверженными породами, развитыми в районе восточного погружения массива Ставло в северо-западной части Рейнских Сланцевых гор, и основными породами, находимыми в юго-восточной части этих гор, в районе рек Лан и Дилль [31, 32].

Возраст пород кислого состава, ранее считавшийся кембрийским, ныне признан жединским. Эти породы, обычно именуемые порфирами Венн [57], не относят к образованиям, связанным с начальным магматизмом герцин-



Ф и г. 61. Стратиграфическая последовательность проявления трех циклов начального магматизма в Рейнских Сланцевых горах [49].

ского орогенического цикла. Судя по их петрографическому составу (тоналиты), стратиграфическому положению (они прослеживаются чуть ли не вплоть до каледонской орогении) и распространению далеко на север (почти до границы континента древнего красного песчаника), они должны рассматриваться скорее как посторогенные образования каледонского орогенического цикла. Это вполне соответствует данным об относительно небольшой величине прогибания в жединское время, свидетельствующей о довольно позднем установлении в этой области герцинских геосинклинальных условий.

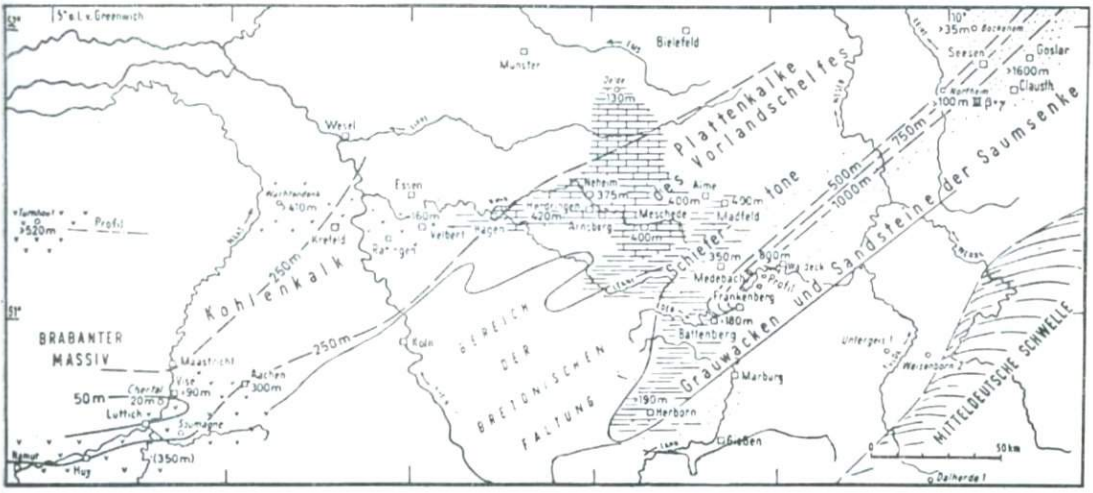
Совершенно иную картину представляет собой магматизм в Ланско-Диллльской провинции, где распространены лавы, подушечные лавы и силлы. Это более кислые натровые сиенитовые кератофиры, диабазы и вейльбургиты [43]. Термин «диабазы» мы здесь используем в его первичном толковании немецкими петрографами (зеленокаменные породы — сильно измененные вулканические или субвулканические породы состава, близкого к базальтам). Изменения эти выражаются в спилитизации, и многие так называемые диабазы в действительности являются настоящими спилитами.

Спилитизация, широкое развитие подушечных лав и преимущественно стекловатые породы (нем. Schalstein) служат указаниями на подводные геосинклинальные извержения [19], происходившие по меньшей мере в три последовательных цикла (фиг. 61). Первый из этих циклов представлен в основном кератофирами, второй и третий — диабазами и вейльбургитами.

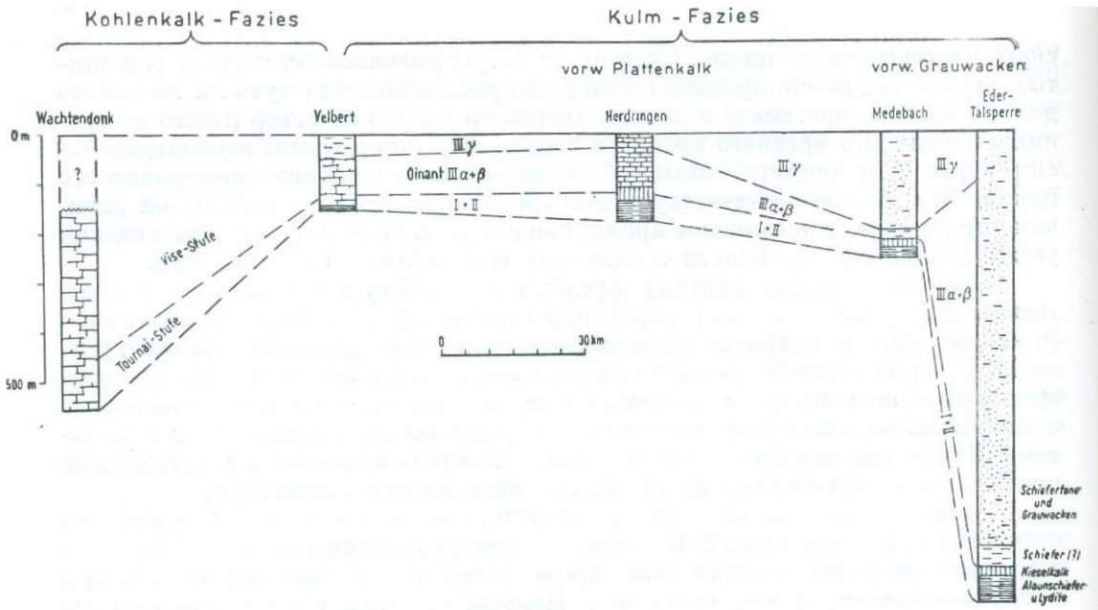
КАРБОН РЕЙНСКИХ СЛАНЦЕВЫХ ГОР

В каменноугольных отложениях наибольший интерес представляет смена фаций раннего карбона, происходящая на участке между Арденнами и Рейнскими Сланцевыми горами. В динанте (нижний карбон) Арденн мы находим известняковую фацию. В то же время турне (или нижний динант) Рейнских Сланцевых гор представлен главным образом кремнистыми сланцами, а визе (или верхний динант) — кульмской фацией обломочных пород, развитой на большей части территории Рейнских Сланцевых гор [47, 48] (фиг. 62, 63, 64).

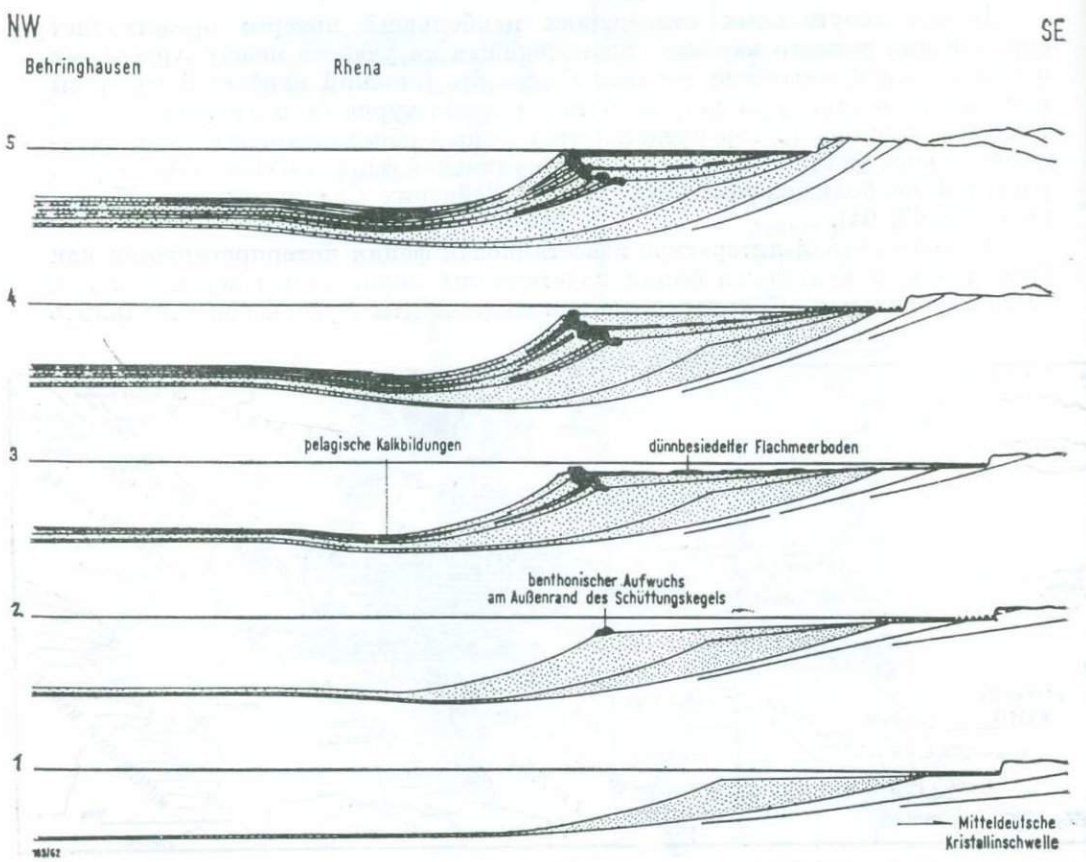
В более старой литературе известняковая фация интерпретируется как батиальная, а кульмская фация кластических пород — как неритовая или даже литоральная. Калькарениты и кальцилютиты Арденн сопоставлялись



Ф и г. 62. Схематическая карта фациальных зон нижнего карбона в Арденнах и Рейнских Сланцевых горах [48].



Ф и г. 63. Схематизированные стратиграфические разрезы нижнего карбона Арденн и Рейнских Сланцевых гор [48].



Ф и г. 64. Схематическая диаграмма осадконакопления в позднем динанте, иллюстрирующая взаимоотношения между известняковой фацией Арденн (углистый известняк) и кульмской обломочной фацией Рейнских Сланцевых гор [60].

с современными глобигериновыми оозами, а известняки и глинистые сланцы кульма — с мелководными отложениями или отложениями приливной зоны.

Как и в случае с девоном, современные представления седиментологов и некоторые результаты их исследований полностью опровергают эти построения. Известняки теперь интерпретируются как породы, формировавшиеся в довольно мелководных условиях, а отложения кульма рассматриваются как свидетельство существования глубоководных условий (турбидиты) [40].

Хотя турбидитовый характер для фации кульма доказан с меньшей очевидностью, чем для граувакк девона, изложенные представления принимаются тем не менее большинством исследователей.

Фациальное развитие верхнекаменноугольных отложений напоминает условия в Намюрской синклинали, расположенной значительно западнее. Эти образования обнажены вдоль северной окраины Рейнских Сланцевых гор и могут быть прослежены на глубине в шахтах Рурского бассейна. Вопрос об их происхождении мы рассмотрим в последнем из разделов этой главы.

ТЕКТОНИКА

Один структурный ярус. Однообразие структуры

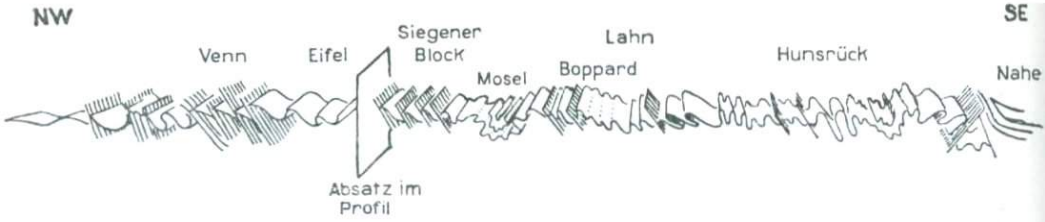
Тектоника Рейнских Сланцевых гор в общем чрезвычайно однообразна. Как видно на фиг. 65 и 66, мы встречаемся здесь с многочисленными сжатыми антиклинальными и синклинальными складками различных размеров. Часто наблюдаются надвиги; однако это не крупные надвиги типа покровов. Выделяют «возвышенности» и «низменности» (нем. Blocke и Mulden), однако различия между ними невелики.

Более сложную картину мы наблюдаем вдоль северо-восточной окраины Рейнских Сланцевых гор, где разрез представлен чередованием известняков и глинистых сланцев [52]. Однако в разрезе Рейнских Сланцевых гор вдоль Рейна выступает лишь один структурный ярус (нем. Stockwerk). Никаких остатков верхнего структурного яруса позднего карбона (если таковой имелся) по всей территории Рейнских Сланцевых гор не сохранилось. Нет никаких обнажений и нижнего структурного яруса, каледонского складчатого пояса или мигматитовых и плутонических структур.

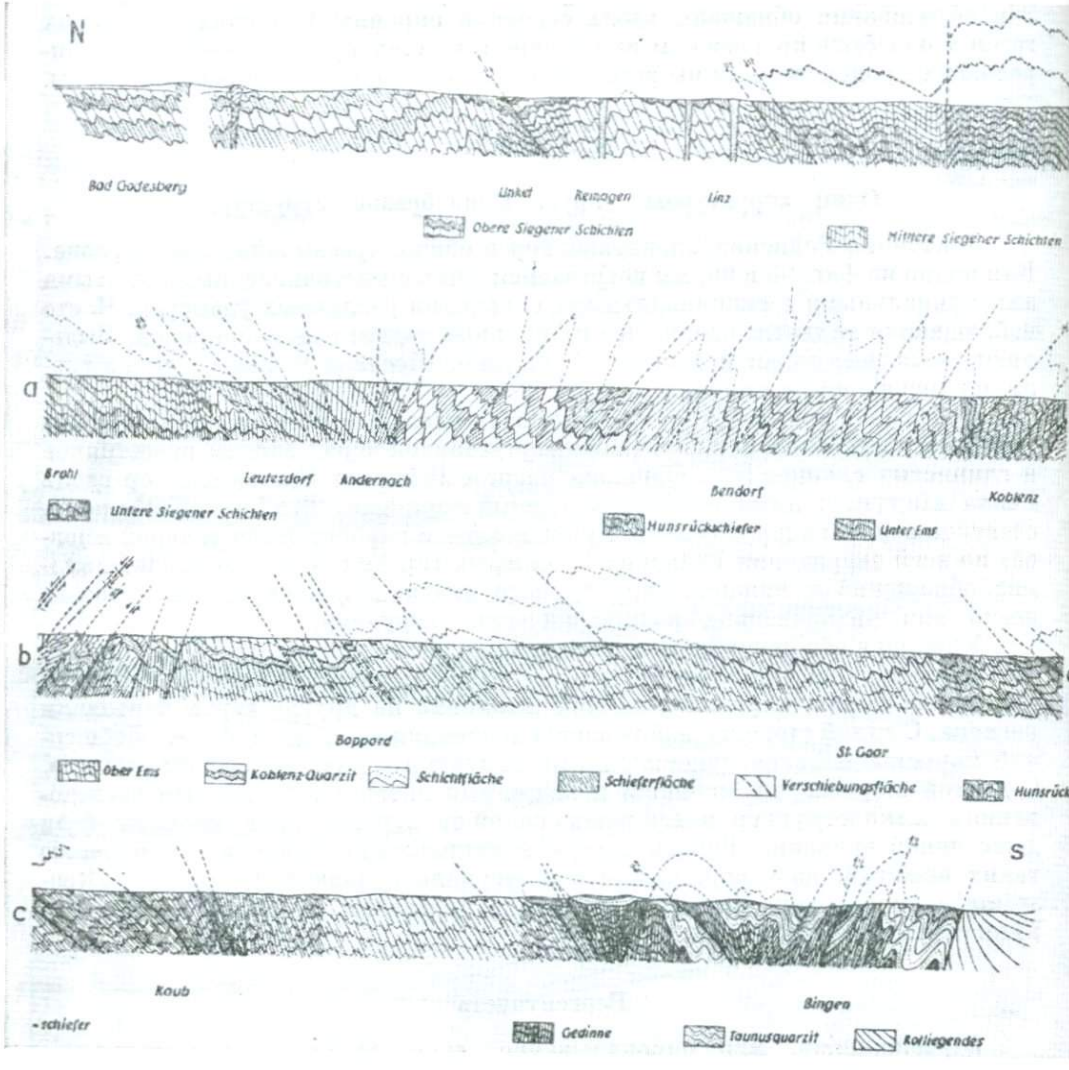
Учитывая это однообразное чередование антиклинальных и синклинальных структур, не удивительно, что исследователи, работающие в Рейнских Сланцевых горах, переключили свое внимание на другие черты тектоники региона. С одной стороны, наблюдается тенденция к созданию более обобщенной картины, к рассмотрению группы структур в качестве единого целого. С другой стороны, проявляется повышенный интерес к детальным исследованиям микроструктур в пределах какой-то ограниченной площади (или даже одной складки). Работы в первом направлении привели к появлению таких понятий, как «вергентность» и «зеркало складчатости» (нем. Faltenspiegel); вторая тенденция выражается в детальном изучении микротектоники и сланцеватости.

Вергентность

Вергентность, или опрокидывание, отмечает основное направление тектонической активности. В симметричных структурах вергентность нулевая, т. е. ее вообще нет. Вергентность может проявляться только в асимметрии складчатой структуры. Но обычно ее находят и во многих ассоциирующих структурах, таких, как надвиги вдоль плоскости разлома, секущего ядро асимметричной антиклинали («pli-faille» французских авторов), изоклинальные и чешуйчатые структуры, мелкие складки и, конечно, шарьяжи.



Ф и г. 65. Схематический разрез Рейнских Сланцевых гор [35].



Ф и г. 66. Разрез Рейнских Сланцевых гор вдоль Рейна [23].

Показаны слоистость, сланцеватость и надвиговые поверхности (см. фиг. 66, *b* — третий, четвертый и пятый значки условных обозначений соответственно). Мозельская мульда (или Мозельский синклинорий) расположена у Боппарда. Разрез района от Бад-Годесберга на севере до Бингена на юге.

Вергентность, или опрокидывание, осуществляется в определенном направлении. В Рейнских Сланцевых горах, как и во многих других складчатых поясах, вергентность остается одной и той же для множества параллельных структур. Зачастую наблюдается постепенный переход от одного направления к другому. На основании этого складчатый пояс Рейнских Сланцевых гор может быть представлен в виде широких зон с северной и южной вергентностью, разделяемых зонами с преобладанием субвертикальных веерообразных структур.

В разрезе Рейнских Сланцевых гор вдоль Рейна (фиг. 66) в соответствии с их вергентностью выделяются следующие главные единицы. Во-первых, северная зона с северной вергентностью. Затем к северу от Броля наблюдается постепенный переход, а затем довольно резко начинается зона с южной вергентностью (она образует северное крыло Мозельского синклинория). В центре и на южном крыле этого синклинория наблюдается целый ряд зон с чередующейся вергентностью, разделяемых узкими зонами веерообразных структур. Самая южная зона, располагающаяся вблизи Бингена, представляет собой более сложную, более тектонически нарушенную площадь — эквивалент Хунсрюка и Таунуса.

ЗЕРКАЛО СКЛАДЧАТОСТИ

Существование в Рейнских Сланцевых горах серий параллельных сжатых складок явилось предпосылкой для возникновения понятия *зеркало складчатости* (очерчивающий контур, перпендикулярный осевым плоскостям серии отдельных складок). Понятие «зеркало складчатости» весьма полезно в генерализованных разрезах, на которых каждая отдельная складка показана быть не может. Путем нанесения только некоторых отдельных структур, а не схематизирования, зеркало складчатости дает возможность показать положение их осевых поверхностей (по отношению к которым оно перпендикулярно). Это особенно полезно в тех областях, где первичная слоистость почти полностью затушевана сланцеватостью. Согласно теоретическим предпосылкам, сланцеватость параллельна этим осевым поверхностям, и поэтому зеркало складчатости перпендикулярно сланцеватости. Данная концепция также дает возможность быстро и легко отличать истинные складки от ложных структур.

Несмотря на то что концепция зеркала складчатости весьма полезна при построении генерализованных разрезов, в ряде районов она неприменима, в частности там, где широкие и (или) мелкие структуры чередуются со сжатыми складками (такими, как складки в Рейнских Сланцевых горах). Зеркало складчатости останется одним и тем же только при условии, что осевые поверхности этих широких структур примерно параллельны осевым поверхностям сжатых складок. В этом случае концепция зеркала складчатости сглаживает различия в тектоническом стиле.

Микротектоника

Рассмотрение вопросов микротектоники в этой главе, а не в предыдущей — акт, некорректный по отношению к Фурмарье, долгое время изучавшему сланцеватость пород в Арденнах [11—15]. Однако, с другой стороны, в Рейнских Сланцевых горах микротектонические исследования проводились на значительно более солидной основе и более детально. Их талантливым вдохновителем и организатором был Клоос, после смерти которого исследования возглавил Хеппенер.

По этим причинам и для большей представительности в данном разделе мы рассмотрим результаты микротектонических исследований и в Арденнах, и в Рейнских Сланцевых горах.

Главной темой исследований Фурмарье была связь сланцеватости, или кливажа течения (в противоположность кливажу разлома) со складчатостью. Основные положения ученого состоят в том, что сланцеватость развивается параллельно осевым плоскостям

складок и что она может развиваться только при наличии толщи перекрывающих пород определенной мощности. Считалось, что сланцеватость обусловливается ориентированным пространственным расположением (нем. Einregelung) зерен слюды вдоль поверхностей рассланцевания как результат дифференцированных движений вдоль этих поверхностей (нем. Durchbewegung). Мощность покрывающих пород, необходимая для развития сланцеватости, оценивалась в 4000—6000 м.

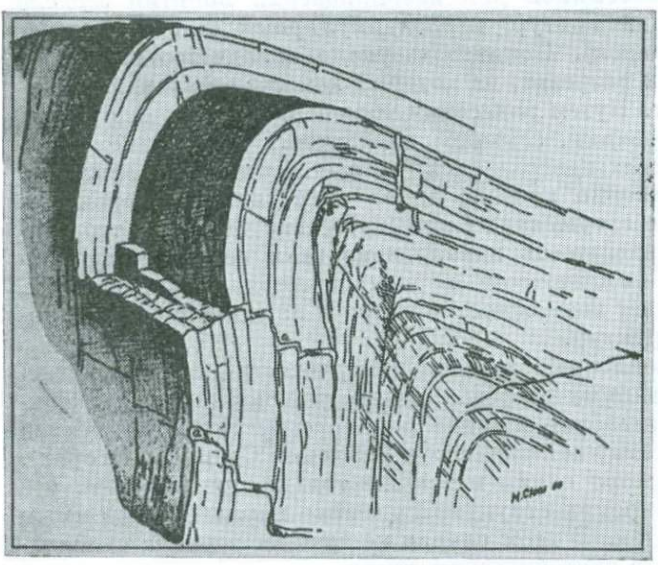
Работая в Рейнских Сланцевых горах, Борн [3] высказал другую точку зрения на параллельность сланцеватости и осевых плоскостей, с которой согласился также Ван-Вийнен, работавший в люксембургских Арденнах [63]. Вместо динамического процесса течения, обусловливающего ориентировку зерен слюды, этим исследователям представляется более вероятной статическая перекристаллизация перпендикулярно направлению стресса в соответствии с «принципом Рикке». По случайности эта идея находится в полном соответствии со старым немецким определением сланцеватости как кливажа давления (нем. Druckschieferung).

В то же время Де Ситтер [8] считает, что сформулированные Фурмарье и подтвержденные результатами многочисленных исследований общие законы и связанные с ними положения прочно вошли в арсенал тектоники. Связь между кливажем и осевыми плоскостями складок, по его мнению, столь очевидна, что ни на какие возражения обращать внимание уже не следует.

Клоос и его школа

Эта проблема уже почти начала носить характер догмы, когда современные исследования учеников Клооса пролили на нее новый свет. Проследим основные этапы деятельности боннской группы микротектонистов.

С самого начала Клоос указал на необходимость детального (по возможности, статистического) анализа на картах и разрезах всех тектонических особенностей структур.

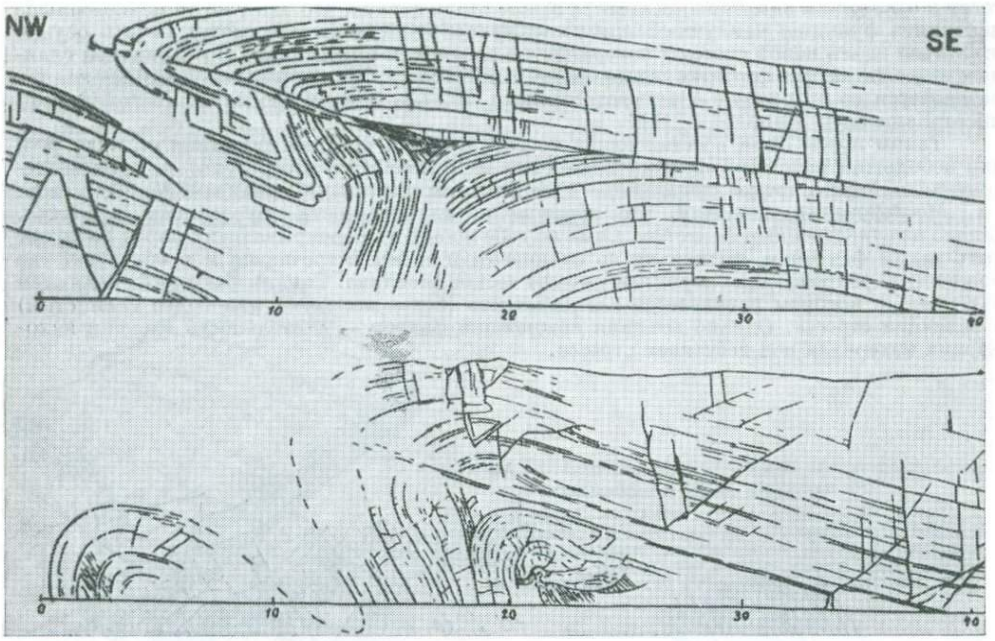


Фиг. 67. Небольшая асимметричная антиклиналь у Альтенара на реке Ар [7].
Серым показаны плоскости напластования с бороздами скольжения, белым — поперечный разрез. Граувакки с кварцевыми жилами иллюстрируют последующие смещения, обусловившие сланцеватость.

На детальных разрезах и планах должны находить отражение не только сланцеватость и складки, но также и надвиги, борозды скольжения, разрывы, диаклазы (или трещины), линейность и все другие характеристики, обнаруживаемые в данной структуре или структурах.

Такой подход к тектоническому анализу ясно выражен уже в самом названии классического исследования Клооса [7] о структурах района Шульд на реке Ар в Рейнских Сланцевых горах «Способ формирования складки и происходящие в ней процессы» («Gang und Gehwerk einer Falte»). Две фигуры, заимствованные из этой работы (фиг. 67, 68), иллюстрируют положение автора о детальном и всестороннем анализе всех тектонических характеристик. Для более близкого знакомства с этой проблемой следует обратиться к работам учеников Клооса [22—26, 39, 9, 28].

Основной результат микротектонических исследований боннских тектонистов, по-видимому, заключается в определении роли, которую играет стресс в развитии структур. Эти исследования показали, что в характерных для Рейнских Сланцевых гор асимметричных структурах деформация всегда сопровождалась вращением. Взаимоотношения



Ф и г. 68. Два параллельных детальных разреза небольшой антиклинали Шульд на реке Ар [7].

Показаны взаимоотношения между асимметричной складкой, надвигом и мелкими разрывами, а также северная «вергентность», характерная для северной части Рейнских Сланцевых гор.

различных тектонических характеристик зависят от того, на каком этапе тектонической эволюции находится данная структура. Появилась также возможность определять относительный возраст этих характеристик.

Ротация, основной лейтмотив развития тектоники Рейнских Сланцевых гор, проявляется в самых различных масштабах. Пример ротации мелкого масштаба — вращение кливажа разрыва по отношению к шарнирам складок. Криваж разрыва, развивающийся перпендикулярно плоскостям напластования на раннем этапе развития структуры в компетентных слоях, в дальнейшем испытывает вращение внутри этих слоев, уже без образования разрывов; происходит своего рода течение материала (нем. Biegegleitung, скольжение изгиба).

Дальнейшие напряжения приводят к скольжению по плоскостям напластования, выражающемся главным образом в относительном выдвижении верхних крыльев асимметричных структур (Faltungsvorschub). Это приводит к вращению крупного масштаба, захватывающему складку в целом. Неоднородности внутри каждого слоя теперь остаются относительно ненарушенными, а ранее возникшие неоднородности (перпендикулярные напластованию) компенсируются на плоскостях напластования путем указанного скольжения по ним (например, смещенные кварцевые жилы на фиг. 67).

Приблизительно в это время в глинистых сланцах начинает развиваться сланцеватость. В чисто глинистых сланцах она образует одну систему трещин, параллельных осевым плоскостям складок, а в несколько более песчанистом материале — две системы трещин, симметричные по отношению к осевым плоскостям складок [28]. Параллельность осевых плоскостей и одной системы сланцеватости или плоскостей симметрии двух систем сланцеватости действительно существует, однако только при сингенетической складчатости. Если возникшие ранее складки испытали вращение до образования сланцеватости, то сланцеватость развивается уже в соответствии с новым полем стресса и не обнаруживает никакой связи с осевыми плоскостями этих ранних складок [24].

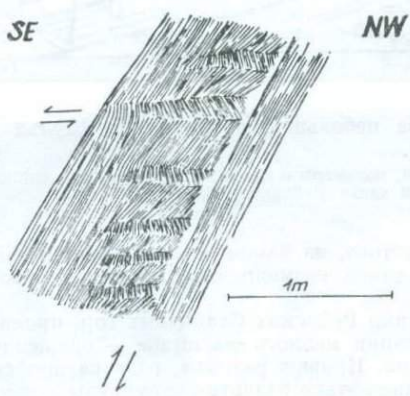
Сланцеватость представляет собой столь важный элемент анизотропии, что она может быть использована последующими движениями. Одной из наиболее распространенных структур такого рода являются надвиговые поверхности, сопровождаемые зонами излома, кникбандами, следующими сланцеватости (фиг. 69). Однако позднейшие, и наиболее интенсивные, вертикальные движения могут выразиться в совершенно иных системах трещин, зависящих от положения (поперечного или параллельного) по отношению к более ранней сланцеватости.

В ходе дальнейшего тектонического развития вращение испытывает и сама сланцеватость, становящаяся при этом веерообразной. Если же, однако, вращение сланцева-

тости в отношении направления стресса зашло столь далеко, что она уже не может больше исполнять функцию наилучшей плоскости трансляции, движения могут начать осуществляться вдоль новой системы поверхностей различной ориентации. По первичной сланцеватости тогда формируется нечто вроде плойчатости, которая затем в конце концов развивается во вторичную сланцеватость (фиг. 70, 71). Это «микроскладчатость» (франц. microplissement) Фурмарье [12].

Таким путем была восстановлена во всех деталях история динамики складчатости для небольших районов Рейнских Сланцевых гор. Полагали, что результаты этих исследований найдут широкое применение и на больших участках Рейнских Сланцевых гор.

Исследования показали, что образование сланцеватости обусловлено, вероятно, далеко не единственным фактором. Сама по себе мощность перекрывающих пород не может быть таким фактором, поскольку со сланцеватостью мы встречаемся и в областях, где мощность перекрывающих пород всегда была весьма невелика. Такими факторами являются материал, в котором развивается сланцеватость (более песчаный или более глинистый) и величина стресса. Однако все-таки важнейший фактор — длительность времени нахождения материала под действием стресса.

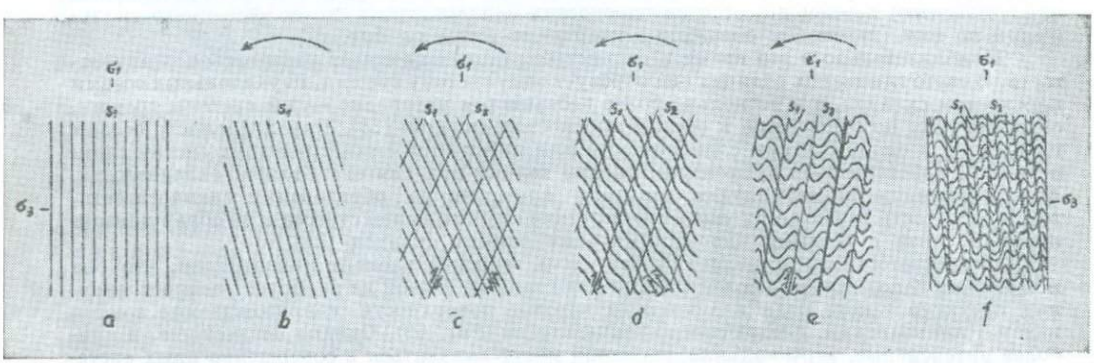


Ф и г. 69. Надвиг в рассланцованных породах и сопровождающая зона излома [23].



Ф и г. 70. Сланцеватость и кливаж разрыва в компетентных слоях [24].

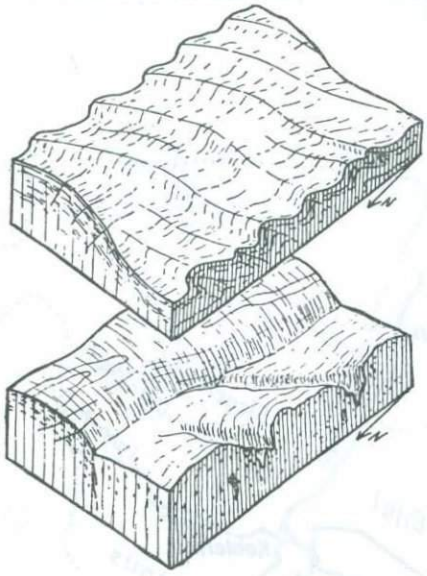
Показана первичная и вторичная сланцеватость в сланцах.



Ф и г. 71. Развитие вторичной сланцеватости после вращения первичной сланцеватости [26].

Воздымание осей складок

Другой выявленной общей особенностью является присутствие узких поперечных зон воздымания осей складок (англ. axial updip, нем. Achsenrampe) (фиг. 72). Эти зоны с простиранием 20° СВ связаны не с отдельными складчатыми структурами, а со складчатым поясом в целом. Полагают, что они отражают поздне- или послеорогенические движения более общего характера (видимо, какие-то подвижки фундамента). Такое же простирание



Фиг. 72. Схематическая блок-диаграмма зоны воздымания осей складок [6].

Верхняя часть — из Рейнских Сланцевых гор, нижняя — из Оденвальда, где в выходящем на поверхность кристаллическом фундаменте наблюдаются крупные разломы, по-видимому и приведшие к воздыманию осей складок в осадочном чехле Рейнских Сланцевых гор.

(20° СВ) имеет и располагающаяся между Нижнерейнским грабеном на севере и Люксембургским заливом на юге «Эйфельская меридиональная зона» (см. стр. 82).

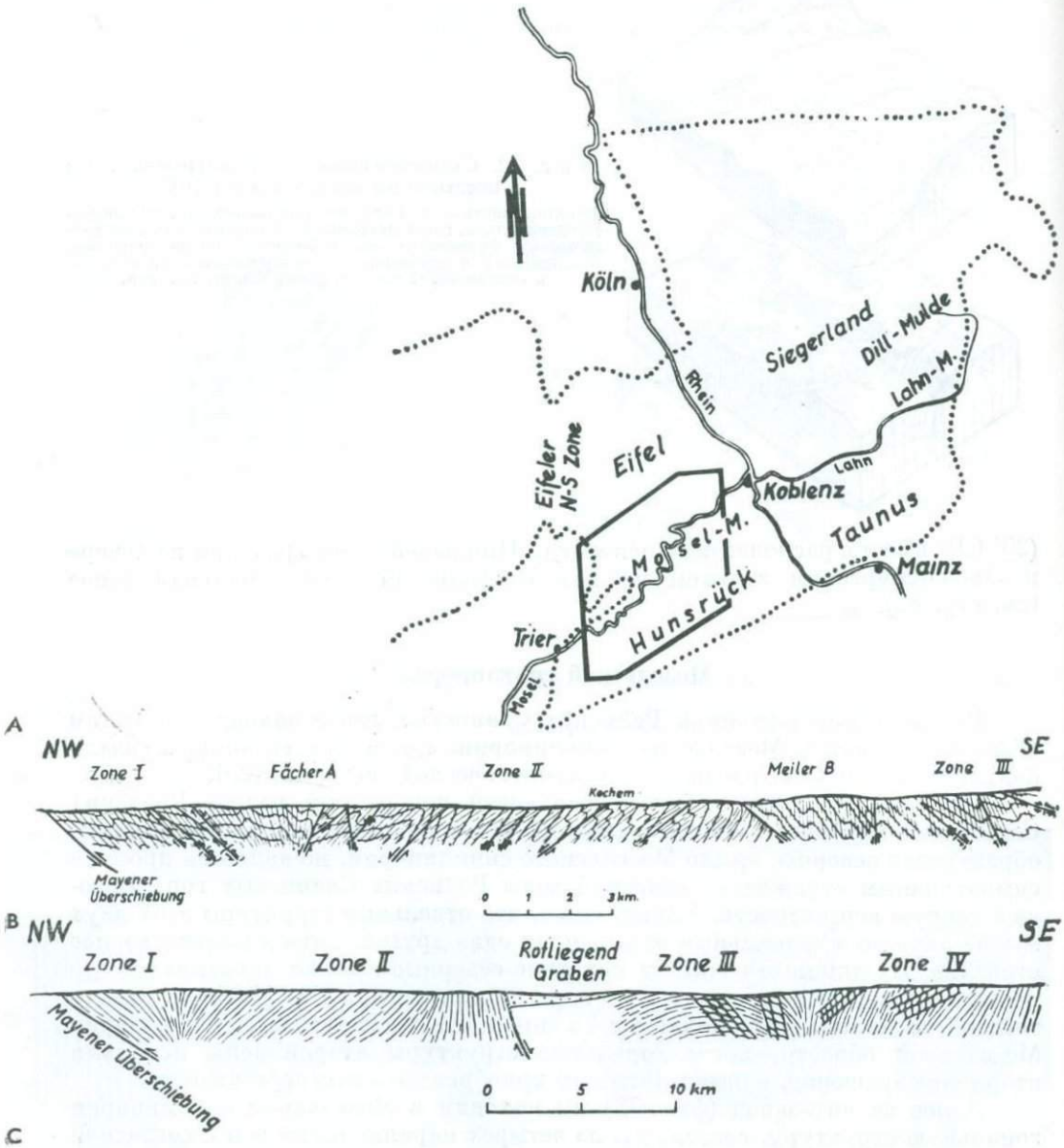
Мозельский синклинорий

Рассмотрение тектоники Рейнских Сланцевых гор я закончу коротким обзором условий в Мозельском синклинории, где микротектоника оказала большую помощь в расшифровке геологической истории [25].

Вернувшись к фиг. 66, изображающей поперечный разрез Рейнских Сланцевых гор вдоль Рейна, заметим, что зона с южной вергентностью, образующая северное крыло Мозельского синклинория, не является простым симметричным отражением северной зоны Рейнских Сланцевых гор, имеющей южную вергентность. Удивительно, что отдельные структуры этих двух зон не являются зеркальным отражением одна другой, хотя и имеют сходное строение. Их длинные южные и короткие северные крылья показывают, что первичная вергентность в обеих зонах была северной. Различие между зонами возникло, как полагают, в процессе последующего погружения Мозельской области, когда отдельные структуры второй зоны испытали вторичное вращение, в результате чего приобрели южную вергентность.

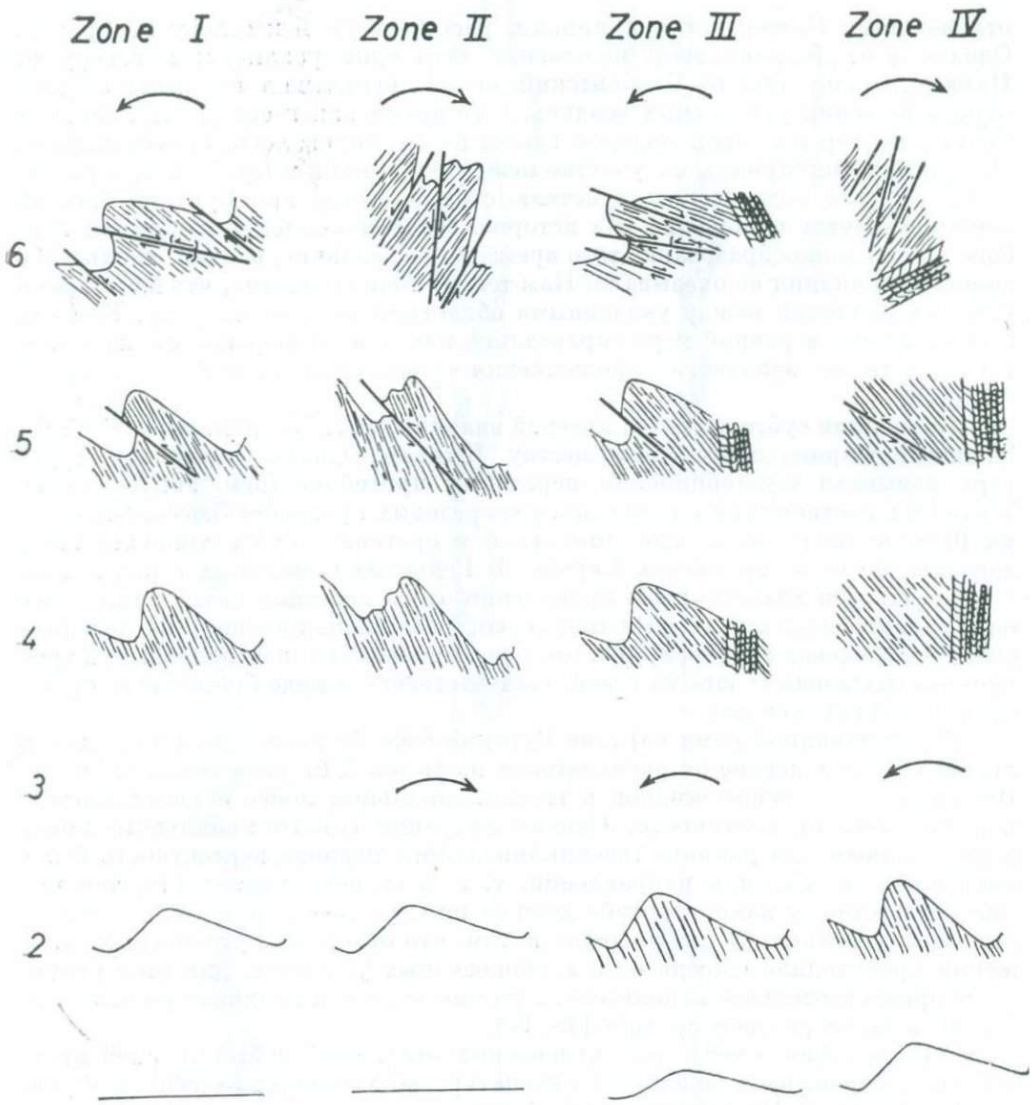
Далее на юго-запад (фиг. 73) мы находим в Мозельском синклинории зональную структуру, состоящую из четырех параллельных зон с согласной вергентностью; эти зоны разделены узкими зонами с веерообразной структурой. По мнению Хеппенера [26], главной особенностью тектоники Мозельского синклинория является вращение древних структур в других направлениях, происходящее при последующей тектонической эволюции. Это пока-

зано на фиг. 74. После эмбриональной складчатости первичная сланцеватость начинает развиваться на юге, в будущих зонах III и IV, характеризовавшихся тогда начальной северной вергентностью. Во время *4* первичная сланцеватость развилась также на севере, в зонах I и II. В это же самое время вторичная сланцеватость, косо секущая испытавшую значительное вращение первичную сланцеватость, развилась в зонах III и IV. Последующие напряжения привели к формированию надвигов (время *5*). Надвиги испытали сильное вращение уже в другом направлении, вместе с более древними структурами (в процессе последних орогенических движений времени *6*).



Ф и г. 73. Микротектоника Мозельского синклинория [24].

А — привязка; *Б* — слоистость, сланцеватость и надвиговые поверхности зон I, II и III, разделенных веерообразными структурами *А* и *В*. Схематический разрез, на котором показаны первичная и вторичная сланцеватость и центральный пермский грабен Витлих [24].



Ф и г. 74. Схема развития микротектонических структур в зонах I—IV Мозельского синклинория [26].

Следует напомнить, что такие датировки крайне относительны. Нам известно только то, что все это происходило между ранне- (время отложения хунсрюкских сланцев) и позднекаменноугольным временем (время проявления в этом регионе последней герцинской складчатости).

Завершая наше рассмотрение тектоники Рейнских Сланцевых гор, мы должны отдать должное интенсивным и кропотливым работам в области микротектоники, приведшим к лучшему пониманию эволюции и последовательности формирования тектонических структур некоторых районов Рейнских Сланцевых гор.

СУБГЕРЦИНСКАЯ КРАЕВАЯ ВПАДИНА

К северу от Рейнских Сланцевых гор мы находим угленосные отложения Рурского бассейна. Они принадлежат паралической фации верхнего карбона и сопоставимы, зачастую до мельчайших деталей, с угленосными

отложениями Намюрской синклинали, расположенной к северу от Арденн. Однако в их региональном положении есть одно различие: к северу от Намюрской синклинали Брабантский массив испытывал поднятие со времени отложения угленосных осадков, в то время как к северу от Рейнских Сланцевых гор подобной молодой глыбы не формировалось. Следовательно, Намюрская синклиналь на участке между Арденнами и Брабантским массивом постоянно подвергалась действию стресса, тогда как Рурский бассейн занимал краевое положение. На историю осадконакопления в позднем карбоне и на складкообразование того времени это различие, однако, сколь-либо заметного влияния не оказывало. Нам теперь точно известно, что в это время никаких различий между указанными областями не существовало. Все, что здесь сказано, в равной мере справедливо как для Намюрской синклинали, так и для ее западного продолжения — угольных бассейнов северной Франции.

Концепция субгерцинской краевой впадины (фиг. 75) (нем. subvariscische Saumsenke) принадлежит, по существу, Штилле. Однако раньше эту структуру называли «субгерцинским передовым прогибом» (нем. subvariscische Vortiefe) в соответствии с концепцией «передовых прогибов» Зюсса. Благодаря Штилле миграция геосинклинальной и орогенической активности была доказана по всей герцинской Европе. В Рейнских Сланцевых горах можно проследить три главные зоны проявления этого орогенического цикла. Все они характеризуются геосинклинальным осадконакоплением, за которым сразу же следовал орогенез. Этот орогенез проявлялся, как полагают, в трех упомянутых зонах (с юга на север) соответственно в виде бретонской, судетской и астурийской фаз.

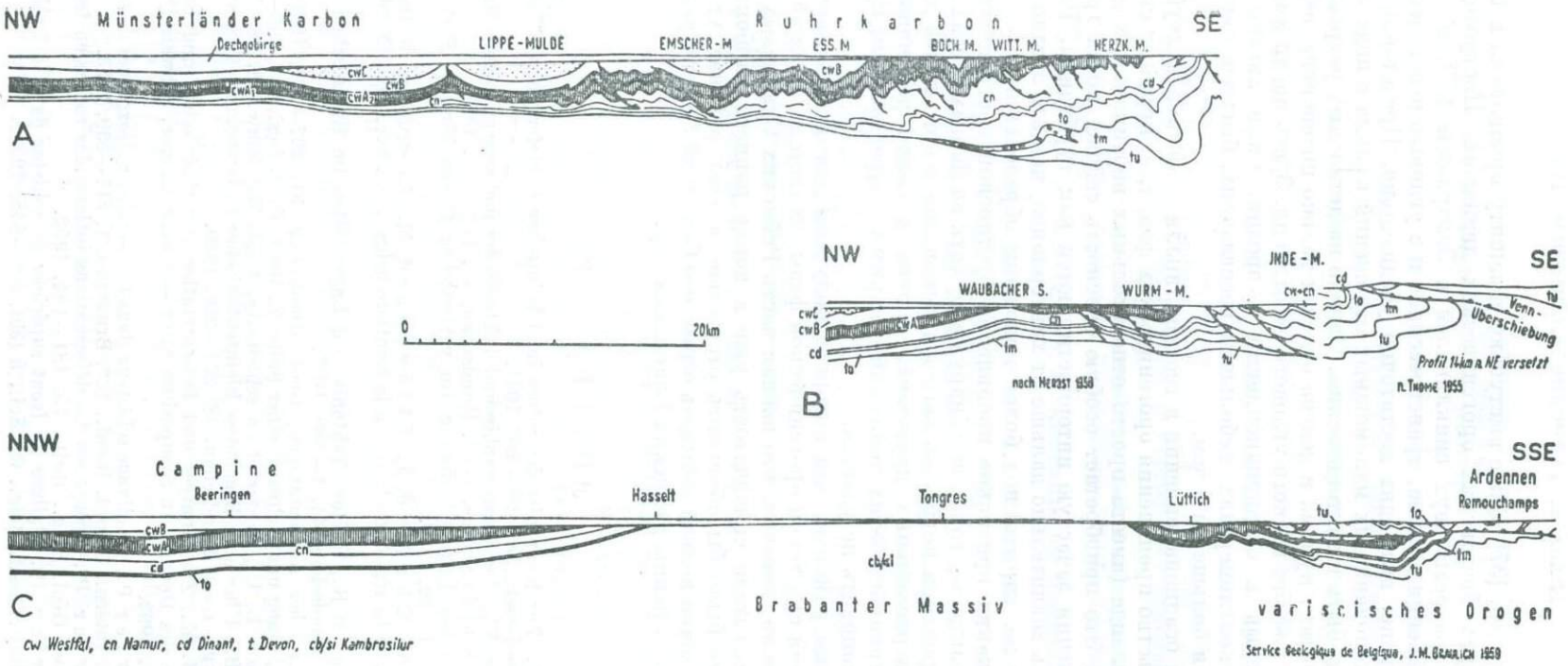
В нарисованной нами картине Рурский бассейн играет роль передового прогиба, хотя в девоне он располагался на тыловой стороне геосинклинали. Известно, что перенос осадков в геосинклинальном поясе осуществляется, как правило, от континента. Однако миграция самого мобильного пояса и характерная для данного геосинклинального периода вергентность были направлены в обратном направлении, т. е. в сторону континента, так что еще неизвестно, о каком прогибе должна идти речь — передовом или тыловом [45]. А поскольку мы уверены в том, что отложение угленосных отложений происходило отнюдь не в глубоководных условиях, для этой структуры предпочтительнее использовать термин «краевая впадина» (нем. Saumsenke), а не «передовой прогиб» [48, 60].

Стратиграфия и тектоника угленосных отложений субгерцинской краевой зоны отражены в обширной литературе об угольных бассейнах Франции [4], Бельгии, Нидерландов и ФРГ [20].

В заключение следует еще раз предостеречь читателя от безоговорочного доверия к геотектонической литературе в отношении доказательств проявления орогенических фаз. Зачастую таким доказательством считают миграцию мощных толщ грубообломочных осадков (предполагается, что каждая такая миграция в геосинклинали совпадает с орогенической фазой, проявляющейся южнее).

Папрот и Тейхмюллер [48], например, связывают большую часть Рейнских Сланцевых гор с проявлением бретонской орогенической фазы (фиг. 62). Но, как мы уже показали, в девонский период в Рейнских Сланцевых горах движения земной коры были весьма и весьма дифференцированными. Есть доказательства того, что это были только вертикальные движения, обусловленные различием в скоростях прогибания отдельных частей геосинклинали. Однако это отнюдь не доказательство проявления крупной орогенической фазы.

Даже результаты новейших исследований, в том числе данные микротектонического анализа Мозельского синклинория, не дают возможности датировать хотя бы одну из тектонических фаз.



Ф и г. 75. Три разреза субгерцинских краевых впадин [48].

A — Рурский бассейн; *B* — район Ахена; *C* — Кампен — Брабантский массив, Арденны. В районе Льежа — эквивалент Намюрской синклинали.

Кронберг и др. [37] также выступают в защиту проявления в Рейнских Сланцевых горах бретонских орогенических движений. Построенные ими схематические разрезы двух синклиналей в Зауэрланде [37], на которых показаны отложения кульма, трансгрессивно и с угловым несогласием залегающие на девоне, выглядят достаточно убедительно. Представляется, что контакт высокоподвижных маломощных отложений кульма с подстилающим девоном мог бы быть и тектоническим. Однако на детальных разрезах Кронберга и др. контакт кульма и девона отмечен только интенсивно деформированной зоной, уже без всякого углового несогласия. Здесь могли иметь место эмерсия, перерыв в осадконакоплении и эрозия. Сами авторы говорят о «диастемах, конгломератах, небольших несогласиях, быстрой смене фаций и мощностей» и больше ни о чем.

Миграция осадконакопления в геосинклинали — весьма малоубедительное доказательство проявления орогенических фаз, т. е. крупных складчатостей в хинтерланде (вместо просто относительных вертикальных движений земной коры). Это приобретает особую опасность сейчас, когда грубообломочные отложения зачастую интерпретируются как турбидиты. Возможно, они отлагались значительно дальше от хинтерланда, чем это считалось раньше, и к тому же скрыты под более молодыми образованиями.

Итак, никаких признаков проявления бретонской орогенической фазы в Рейнских Сланцевых горах не обнаружено, хотя во многих местах доказана роль в формировании погружающегося геосинклинального пояса дифференцированных вертикальных движений, причем в самое различное время. Никакой синхронности этих движений с каким-то определенным промежутком яруса установить не удается.

Ближайшим районом, для которого получены достоверные доказательства проявления судетской орогенической фазы, является Саарский бассейн. Вполне возможно, конечно, что южная часть Рейнских Сланцевых гор, как и Арденны, испытала складчатость уже в конце раннего карбона. Таким образом можно было бы объяснить отсутствие в этих районах угленосных отложений. Однако нельзя забывать о том, что Саарский бассейн расположен в 50 км южнее окраины Рейнских Сланцевых гор.

ЛИТЕРАТУРА

1. Beyer K., Zur Kenntniss des Silurs im Rheinischen Schiefergebirge, Jahrb. Reichsanstalt Bodenforsch., 61, 198—266, 1941.
2. Bierther W., Zur Stratigraphie und Tektonik der metamorphen Zone im südlichen Rheinischen Schiefergebirge, Geol. Rundschau, 41, 173—181, 1953.
3. Born A., Über Druckschieferung im variscischen Gebirgskörper, Fortschr. Geol. Paläontol., 7, 1—22, 1929.
4. Bouroz A., Chalard, J., Stiévenard, M., La structure du Bassin houiller du Nord, de la région de Douai à la frontière belge, Ann. Soc. Geol. Nord, 81, 173—220, 1961.
5. Brinkmann R., Editor, Tektonik und Lagerstätten im Rheinischen Schiefergebirge, Geol. Rundschau, 44, 1—480, 1955.
6. Cloos H., Über Achsenrampen, Geol. Rundschau, 31, 227—229, 1940.
7. Cloos H., Gang und Gehwerk einer Falte, Z. Deut. Geol. Ges., 100, 290—303, 1948.
8. De Sitter L. U., Postcript on schistosity, Geol. Mijnbouw, 18, 58—59, 1956.
9. Engels B., Über neue Ergebnisse kleintektonischer Untersuchungen im Rheinischen Schiefergebirge, Geol. Rundschau, 48, 271—280, 1959.
10. Erben H. K., Zur Analyse und Interpretation der rheinischen und hercynischen Magmafazies des Devons, In Symposium Silur — Devon Grenze, Schweizerbart, Stuttgart, 42—61, 1962.
11. Fourmarier P., Le clivage schisteux dans les terrains paléozoiques de la Belgique, Congr. Géol. Intern., Compt. Rend., 13e, Bruxelles, 1, 517—530, 1923.
12. Fourmarier P., Aperçu sur les déformations intimes des roches en terrains plissés, Ann. Soc. Géol. Belg., Bull., 75, 181—194, 1952.
13. Fourmarier P., L'allure du front supérieur de schistos dans le Paléozoique de l'Ardenne, Bull. Acad. Belg., Cl. Sci., 5 (39), 838—845, 1953a.

14. Fourmarier P., Schistosité et phénomènes connexes dans les séries plissés, Congr. Géol. Intern., Compt. Rend., 19e, Algiers, 1952, 3 (3), 117—131, 1953b.
15. Fourmarier P., Schistosité et grande tectonique, Ann. Soc. Géol. Belg., Bull., 76, 275—301, 1953c.
16. Fourmarier P., Schistosité et forme des plis, Ann. Soc. Géol. Belg., Bull., 79, 317—346, 1956.
17. Helmbold R., Beitrag zur Petrographie der Tanner Grauwacken, Heidelberger Beitr. Mineral. Petrog., 3, 253—258, 1952.
18. Helmbold R., Contribution to the petrography of the Tanner Graywacke, Bull. Geol. Soc. Am., 69, 301—314, 1958.
19. Hentschel H., Basischer Magmatismus in der Geosynklinale, Geol. Rundschau, 60, 33—45, 1960.
20. Hesemann J., Dahm H. D., Editors, Das Karbon der subvariscischen Saumsenke, Fortschr. Geol. Rheinland, Westfalen, 3 (1—3), 1—1282, 1962.
21. Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Beitrag zur Geologie der Mittleren Siegener Schichten, Abhandl. Hess. Landesamtes Bodenforsch., 29, 1—363, 1960.
22. Hoeppener R., Faltung und Klüftung im Nordteil des Rheinischen Schiefergebirges, Geol. Rundschau, 41, 128—144, 1953.
23. Hoeppener R., Tektonik im Schiefergebirge, Geol. Rundschau, 44, 26—58, 1955.
24. Hoeppener R., Zum Problem der Bruchbildung, Schieferung und Faltung, Geol. Rundschau, 45, 247—283, 1956.
25. Hoeppener R., Zur Tektonik des S. W.-Abschnittes der Moselmulde, Geol. Rundschau, 46, 318—348, 1957.
26. Hoeppener R., Ein Beispiel für die zeitliche Abfolge tektonischer Bewegungen aus dem Rheinischen Schiefergebirge, Geol. Mijnbouw., 39, 181—188, 1960.
27. Jaeger H., Das Silur in Thüringen und am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges, In Symposium Silur-Devon Grenze, Schweizerbart, Stuttgart, 108—135, 1962.
28. Jankowsky W., Schichtenfolge, Sedimentation und Tektonik im Unterdevon des Rheintales in der Gegend von Unkel — Remagen, Geol. Rundschau, 50, 59—86, 1955.
29. Jux U., Die devonischen Riffe im Rheinischen Scheifergebirge, Neues Jahrb. Geol. Paläontol., Abhandl., 110, 186—391, 1960.
30. Jux U., Erosionsformen durch Gezeitenströmungen in den unterdevonischen Bensberger Schichten des Bergischen Landes? Neues Jahrb. Geol. Paläontol., Monatsh., 9, 515—530, 1964.
31. Kegel W., Abriss der Geologie der Lahnmulde, Abhandl. Preus. Geol. Landesamtes, 86, 1—81, 1922.
32. Kegel W., Geologie der Dillmulde, Abhandl. Preus. Geol. Landesamtes, 160, 1—48, 1934.
33. Kegel W., Sedimentation und Tektonik in der rheinischen Geosynklinale, Z. Deut. Geol. Ges., 100, 267—289, 1948.
34. Keller G., Die Fortsetzung der Faltung des Ruhrkarbons nach der Tiefe und die Frage der Faltungszeit, Bergbau-Archiv, Essen, 8, 1—76, 1948.
35. Knetsch G., Geologie von Deutschland und einigen Randgebieten, Enke, Stuttgart, 1—386, 1963.
36. Kockel C. W., Schiefergebirge und Hessische Senke um Marburg Lahn, Sammlung Geol. Führer, 37, 1—248, 1958.
37. Kronberg P., Pilger A., Scherp H., Ziegler W., Zu den altvariscischen Bewegungen and der Wende Devon —Karbon, Fortschr. Geol. Rheinland Westfalen, 3, 1—46, 1960.
38. Krömmelbein K., Hotz E. E., Kraüsel W., Struve W., Zur Geologie der Eifelkalkmulden, Geol. Jahrb., Beih., 17, 1—204, 1955.
39. Kubella K., Zum tektonischen Werdegang des südlichen Taunus, Abhandl. Hess. Landesamtes Bodenforsch., 3, 1—81, 1951.
40. Kuenen Ph. H., Sanders J. E., Sedimentation phenomena in Kulm and Flözleeres greywackes, Sauerland and Oberharz, Germany, Am. J. Sci., 254, 649—761, 1956.
41. Kuhn O., Die Tierwelt der Bundenbacher Schiefer, Neue Brehm Bücherei, Wittenberg, 274, 1—48, 1961.
42. Kutscher F., Schmidt H., Lexique Stratigraphique International, I. Europe, 5b, Allemagne, Dévonien. Centr. Natl. Rech. Sci., Paris, 1—386, 1958.
43. Lehmann E., Beitrag zur Beurteilung der paläozoishen Eruptivgesteine Westdeutschlands, Z. Deut. Geol. Ges., 104, 219—237, 1952.
44. Lecompte M., Facies marins et stratigraphie dans le Dévonien de l'Ardenne, Ann. Soc. Géol. Belg. Bull., 85, 17—57, 1962.
45. MacGillavry H. J., Deep or not deep, fore-deep or «after-deep»? Geol. Mijnbouw., 40, 133—148, 1961.
46. Meischner K. D., Rhenaer Kalk und Posidonien Kalke im Kulm des nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirges, Abhandl. Hess. Landesamtes Bodenforsch., 39, 1—47, 1962.
47. Paproth E., Graulich J. M., Compte Rendu de la Session extraordinaire dans le Sauerland (Allemagne), Ann. Soc. Geol. Belg., Bull., 67, 329—357, 1958.

48. Paproth E., Teichmüller R., Die paläogeographische Entwicklung der Subvariscischen Saumsenke in Nordwestdeutschland im Laufe des Karbons, Congr. Avan. Études Stratigraph. Géol. Carbonifère, Compte Rendu, 4, Heerlen, 1958, 2, 471—491, 1961.
49. Pilger A., Tektonik, Magmatismus und Vererzung, Zusammenhänge im ostrheinischen Schiefergebirge Z. Deut. Geol. Ges., 104, 198—218, 1952.
50. Pilger A., Über den Undergrund des Rheinisches Schiefergebirges und Ruhrgebietes, Geol. Rundschau, 46, 197—212, 1957.
51. Plessmann W., Turbidite in der rechtsrheinischen Geosynklinale, In Bouma A. H., Brouwer A., Editors, Turbidites, Elsevier, Amsterdam, 137—141, 1964.
52. Richter D., Schiefrigkeit und tektonische Achsen im Gebiet des Velberter, Sattels, Forsch. Ber. Nordrheinland Westfalen, 1197, 1—34, 1963.
53. Rutten M. G., Schistosity in the Rhenic Massif and the Ardennes, Geol. Mijnbouw., 17, 104—110, 1955.
54. Schmidt H., Über die Faziesbereiche im Devon Deutschlands, In Symposium Silur — Devon Grenze, Schweizerbart, Stuttgart, 224—230, 1962.
55. Schmidt H., Plessmann W., Sauerland, Sammlung Geol. Führer, 39, 1—151, 1961.
56. Schmidt W., Die palaeogeographische Entwicklung des linksrheinischen Schiefergebirges vom Kambrium bis zum Oberkarbon, Z. Deut. Geol. Ges., 103, 151—178, 1952.
57. Schmidt W., Die Eruptive in den Kern-Schichten des Hohen Venns, Geol. Jahrb., Hannover, 70, 329—338, 1955.
58. Schmidt W., Schröder E., Geologische Erlaüterungen zur Übersichtskarte der nörlichen Eifel, 1 : 100 000, Geol. Landesamt Nordrheinland Westfalen, Krefeld, 1—110, 1962.
59. Stenger B., Stratigraphische und gefügetektonische Untersuchungen in der metamorphen Taunus-Südrand-Zone (Rheinisches Schiefergebirge), Abhandl. Hess. Landesamtes Bodenforsch., 36, 1—68, 1961.
60. Teichmüller R., Die Entwicklung der subvariscischen Saumsenke nach dem derzeitigen Stand unserer Kenntniss, Fortschr. Geol. Rheinland Westfalen, 3, 1237—1254, 1962.
61. Thomé K. N., Die tektonische Prägung des Vennsattels und seiner Umgebung, Geol., Rundschau, 44, 266—304, 1955.
62. Van Straaten L. M. J. U., Sedimentology of recent tidal flat deposits and the psammites du Condroz (Devonian), Geol. Mijnbouw., 16, 25—47, 1954.
63. Van Wijnen J. C., Étude micro-tectonique dans les Ardennes luxembourgeoises, Publ. Serv. Géol. Luxemb., 10, 1—60, 1953.
64. Von Bubnoff S., Geologie von Europa, II. Das ausseralpine Westeuropa, 1. Kaledoniden und Varisciden, Borntraeger, Berlin, 1—690, 1930.

Герцинская Европа. Арморикансий массив

ПРОМЕЖУТОЧНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ АРМОРИКАНСКОГО МАССИВА

Как показано в гл. 4, Арморикансий массив образует обширную возвышенность, главным элементом которой с географической точки зрения является Бретань. Однако эта возвышенность частично захватывает и соседние географические провинции — на севере западную и северную части Нормандии, а на юге Вандею (фиг. 76). Этой геологической единице принадлежат и острова Ла-Манша.

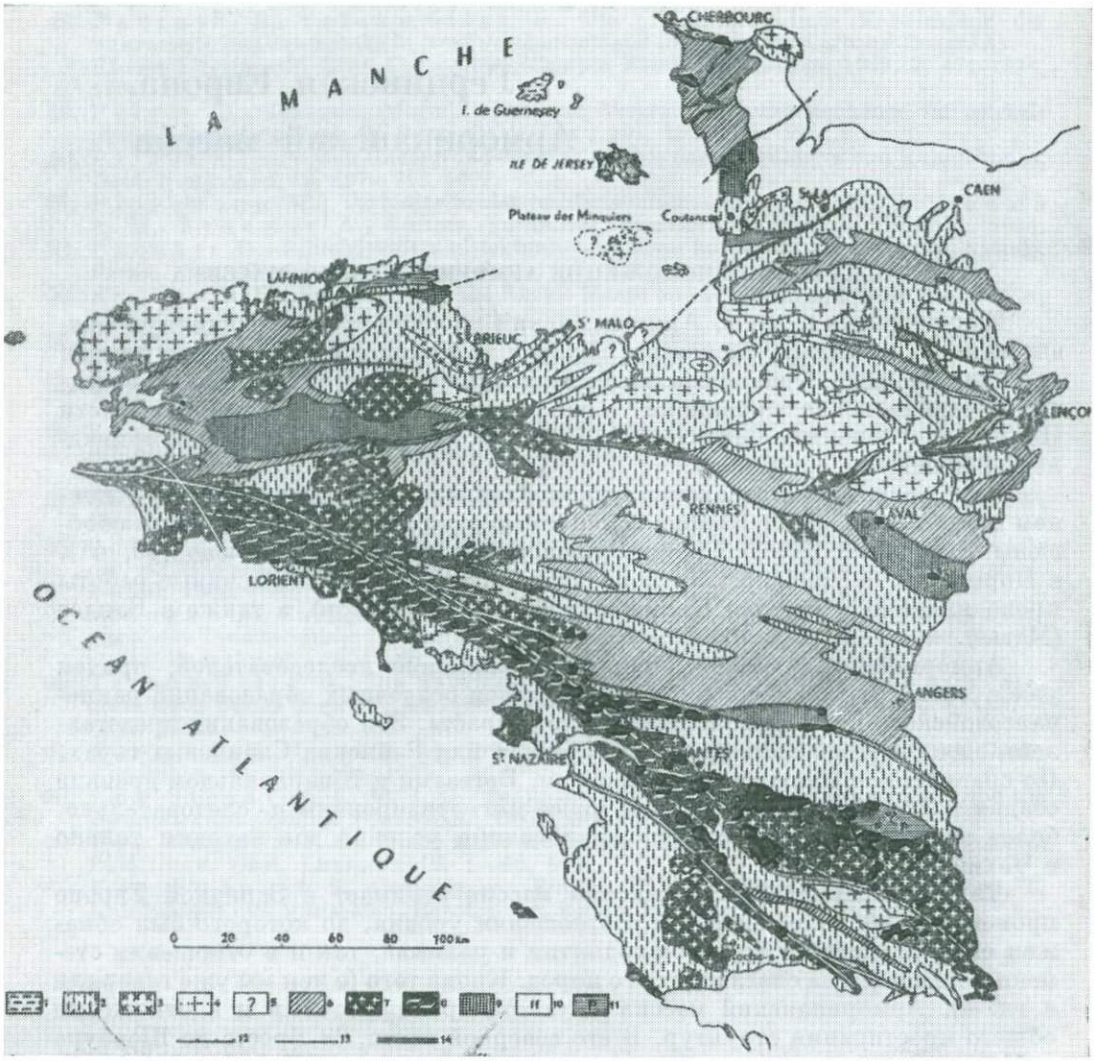
Первые сведения о геологии Арморикансого массива получены в основном в результате работ Барруа [1]. Данные этих ранних исследований обобщены Бертраном [2]. В Бретани проводил исследования Прюво [40, 41], в Нормандии — Данжар [13]. В последние годы весьма интенсивные работы проводились в Бретани и Нормандии (Конье и Грендор), а также в Вандее (Матье).

Арморикансий массив привлекает внимание исследователей, причем уже с давних пор, благодаря развитию в нем осадочных образований раннепалеозойского и позднедокембрийского возраста. Эти образования представлены здесь гораздо полнее, чем в Арденнах или Рейнских Сланцевых горах. По сравнению с Центральным массивом, Вогезами и Шварцвальдом древние осадки в Арморикансом массиве менее мигматизированы и, следовательно, более доступны для изучения. Аналогичные условия мы находим только в Чехии.

Таким образом, Арморикансий массив занимает в Западной Европе промежуточное положение как в отношении уровня, до которого был обнажен его фундамент в процессе поднятия и размыва, так и в отношении степени метаморфизма слагающих его пород. Кроме того (о чем мы уже говорили в гл. 4), Арморикансий массив является промежуточным и в отношении общего простирания структур. В его северной части, от Бреста до Шербура и Кана, простирание структур юго-запад — северо-восточное, меняющееся к югу от Кана на широтное. Южнее Осевой синклинали (или «синклинали Шатолен — Лаваль», или, иначе, «срединной рифтовой зоны с бассейнами угленосных отложений», фиг. 77) общее простирание структур становится северо-запад — юго-восточным. Поскольку это юго-запад — северо-восточное простирание северной части массива хорошо согласуется с простиранием структур Арденн и Рейнских Сланцевых гор, в Арморикансом массиве его называют «варисцийским». Северо-запад — юго-восточное простирание структур в южной части Арморикансого массива, прослеживаемое и в структурах западной части Центрального массива, называют «арморикансим». И варисцийское, и арморикансое простирания обязаны своим происхождением главным образом герцинской орогении, хотя более древние складчатые пояса следовали, по-видимому, тем же основным линиям.

БРИОВЕР

По-видимому, наиболее интересным компонентом Арморикансого массива является мощный комплекс позднедокембрийских осадков, относимых к местному ярусу бриовер (от *Briovera*, латинского названия города, ныне



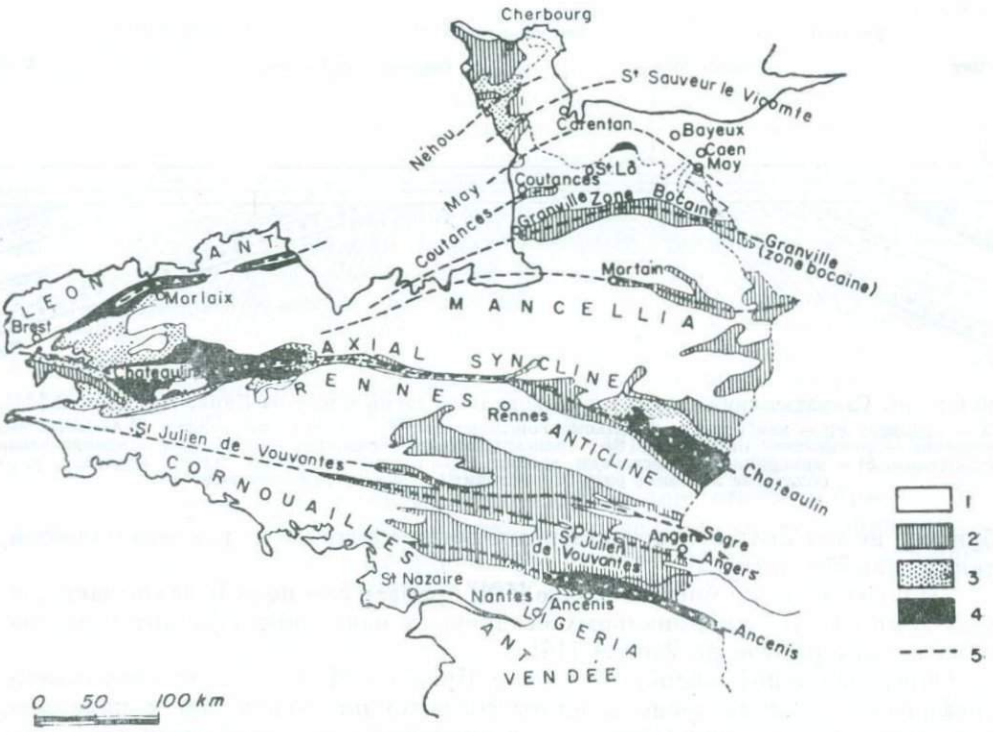
Ф и г. 76. Геологическая карта Арморикапского массива [23].

1 — сарнийский фундамент (допентеврийская орогения), докембрий; *2* — бриовер (частично докадомская орогения), поздний докембрий или эокембрий; *3* — синкинематические кварцевые диориты; *4* — докембрий, «ассинт», граниты; *5* — мигматиты неизвестного возраста; *6* — зона додинантской (бретонской) складчатости; *7* — герцинские граниты; *8* — герцинские мигматиты; *9* — зона постдинантской складчатости; *10* — впадины, заполненные складчатыми отложениями стефана; *11* — герцинские риолиты (?). На карте четко выделены основные структурные линии Арморикапского массива. Однако многие детали, в частности интерпретация структур докембрия, пока еще вызывает сомнение. Ср., например, совершенно иную интерпретацию на аналогичной карте, составленной Грендором [20].

именуемого Сен-Ло). Эти обломочные образования представлены в основном глинистыми и песчанистыми сланцами, а также грубозернистыми песчаниками и конгломератами.

Указанные выше образования рассматривают как «комплекс» (série compréhensive), т. е. литостратиграфическую единицу длительного, но не установленного временно́го промежутка. Здесь уместно заметить, что название «комплекс» (comprehensive series) не имеет ничего общего со стратиграфическими комплексами (stratigraphic comprehension). Напротив, его часто используют тогда, когда не удается выделить последние.

Особый интерес в бриоверских отложениях представляют включения так называемых фтанитов [5]. Эти мелкозернистые кварциты находят глав-



Ф и г. 77. Структуры Арморикапского массива: «антиклинальные» области с выходами докембрия (показано белым) и «синклинальные» области, заполненные палеозойскими осадками [16].

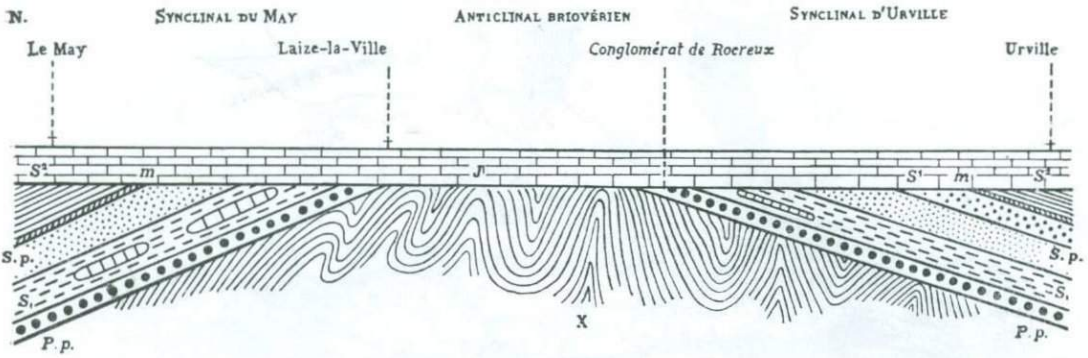
1 — докембрий; *2* — кембрий, ордовик и силур; *3* — девон; *4* — карбон; *5* — оси синклиналей.

ным образом на юго-востоке Арморикапского массива, в Вандее. Именно из этих пород Кайё, крупный специалист в области седиментологии, описал одно из первых прекрасно сохранившихся местонахождений фауны докембрия [3, 4].

То, что окаменелости ордовикского и раннекаменноугольного возраста находят в отложениях с аналогичными литофациями, которые до сих пор рассматривали как бриоверские, привело к представлению, что бриовер должен иметь позднедокембрийский возраст. Поэтому его относили к эо- или инфракембрию и сопоставляли со скандинавскими спарагмитами. И именно поэтому бриовер рассматривался как первый элемент геосинклинального разреза каледонского орогенического цикла.

Кадомская орогения

Эта идея требует детального рассмотрения. В северной части Арморикапского массива, в Нормандии и северной Бретани, давно известно крупное угловое несогласие между бриовером и трансгрессивно залегающим основанием палеозоя, кембрием или более молодой стратиграфической единицей. Это несогласие, легко доступное для наблюдения, например, в классическом разрезе вдоль реки Орн близ Каэна (фиг. 78), связывают с крупным орогеническим периодом — кадомской орогенией (от Cadomus, латинского названия Каэна). Представление о расчленении кадомской орогении на нормандскую и анжевскую фазы [25] разделяется далеко не всеми исследователями [10], поскольку бриовер в последующем стали рассматривать как ранний докембрий, а не как эо- или инфракембрий. В соответствии с этой точкой зрения



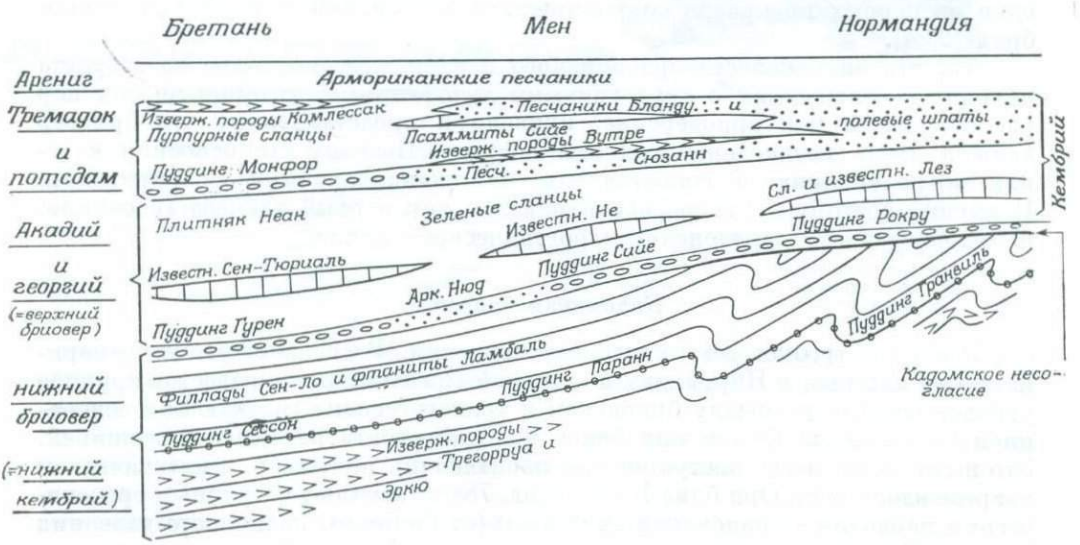
Ф и г. 78. Схематический разрез кадомского несогласия к югу от Кана, Нормандия [31].
X — бриовер; Pp — кембрийские базальные конгломераты; S_1 — глинистые сланцы с *Archeocyathus* акадские — потсдамские отложения; Sp — полевошпатовые песчаники, потсдамские — тремадокские отложения; S^1 — арморикапские песчаники, ареиг; S^2 — глинистые сланцы Анже, ландейло; m — оолитовые железные руды Нормандии; J — геттанг, нижняя юра.

бриовер не мог быть непосредственным предшественником раннего палеозоя, таким, как спарагмиты.

И более того, по мнению Конье [10], бриовер сам по себе заключает полный комплекс геосинклинальных осадков, от начальных офиолитов и мезо- и катаметаморфитов до флиша [14].

Определение инфракембрия, данное Прюво [39], гласит, что это стратиграфическое подразделение залегает согласно по отношению к палеозою, в то время как угловое несогласие характерно уже для «истинного» докембрия.

Однако, как это часто случается в геологии, картину не удается воссоздать при помощи только белой и черной красок. На фиг. 79 видно, что кадомское несогласие обнаруживается лишь в северной части Арморикапского массива, в Нормандии и в северной Бретани. В южной части массива никакого углового несогласия между бриовером и палеозоем нет, однако



Ф и г. 79. Схематический стратиграфический меридиональный разрез, показывающий отношения между бриовером и кембрием в Арморикапском массиве [39].
Кембрий перекрывает бриовер согласно на юге и несогласно на севере.

есть стратиграфическое несогласие (зачастую наблюдается полное отсутствие кембрия).

В соответствии с этим бриовер может рассматриваться как инфракембрий на юге, но как докембрий на севере, в Арморикапском массиве.

Не следует забывать, что мы еще не располагаем данными об абсолютном возрасте некоторых из этих верхнедокембрийских комплексов, отражающих, возможно, довольно длительные временны́е отрезки. Вполне может статься, что кажущееся различие больше, чем действительное (в том случае, если кадомская орогения является местным орогенезом, проявившимся непосредственно перед началом кембрия).

Эту возможность следует иметь в виду, даже если бы обнаружилось, что кадомская орогения представлена во всем Арморикапском массиве. Данные новейших исследований Конье [10; см. также 29, 6], видимо, подтверждают такого рода возможность, опровергающую фиг. 79. Итак, поскольку абсолютный возраст этих древних и лишенных палеонтологических остатков отложений нам не известен, вопрос об их корреляции остается открытым. Можно, конечно, использовать корреляцию, основанную на литофациях и возрасте оледенений (тиллиты), которая позволяет относить бриовер, как и спарагмиты, к эо- или инфракембрию, или даже корреляцию, базирующуюся на орогенических фазах, которая дала бы возможность датировать бриовер, по крайней мере в северной части Арморикапского массива, «настоящим» докембрием.

Неопределенность стратиграфического положения бриовера только подкрепляет представления Неймана и Пальмера [34], согласно которым никакой достоверной корреляции этих мощных комплексов обломочных пород верхнего палеозоя произвести нельзя. Классификация должна остаться местной; отнесение бриовера к эо- или инфракембрию — не что иное, как псевдостратиграфия.

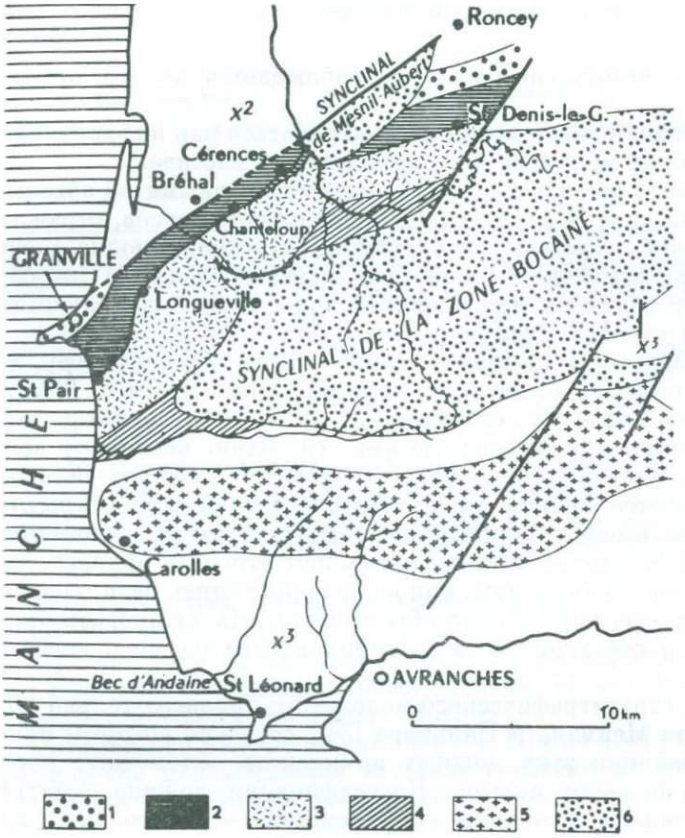
Я полагаю, что вопрос о возрасте бриовера и его отношении к эокембрию лучше всего оставить открытым. Следует, однако, заметить, что бриовер посредством другого углового несогласия вступает в контакт с древним сильнометаморфизованным фундаментом. Этот фундамент, сложенный гнейсами и ассоциирующими породами, обнажен только у Сен-Бриё и Сен-Мало на северном побережье Бретани [7]. Орогения, отделяющая бриовер от этого фундамента, названа *пентеврийской* (от Pagus Pentur). Сам по себе фундамент является остатком древнего континента Сарнии.

Тиллиты

Помимо вопросов, связанных со стратиграфическим и тектоническим положением бриовера, этот комплекс привлек к себе всеобщее внимание и благодаря включениям тиллитов. Указанные «тиллиты», впервые найденные в западной Нормандии близ Гранвиля, впоследствии были обнаружены и в других местах Арморикапского массива. Они слагают основание верхней части бриовера, обозначаемое на геологических картах как X^3.

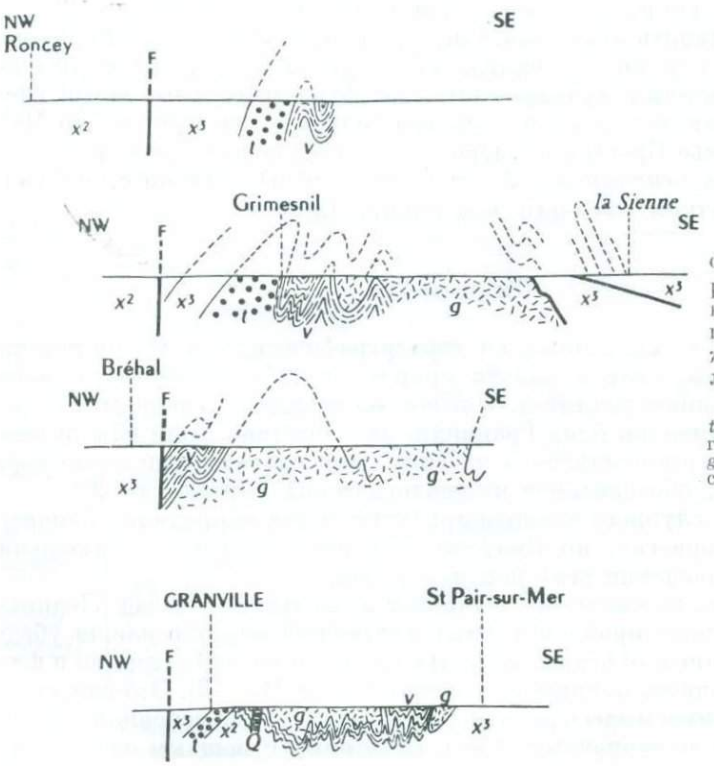
Тиллиты всегда служили важным аргументом для корреляции бриовера со спарагмитами Норвегии, но Винтерер [45] внес сомнения в отношении ледникового происхождения этих конгломератов.

Однако маятник, по-видимому, начинает возвращаться назад. Ледниковое происхождение этих проблематичных включений недавно нашло убедительное подтверждение в описании не только различных тиллитов, но и флювиогляциальных осадков, например ленточных глин [17, 43]. Это свидетельствует о том, что мы имеем здесь дело не только с остатками основной морены, но и с другими типами осадочных пород, связанных с мощным оледенением (фиг. 80, 81).



Ф и г. 80. Карта так называемых ледниковых и перигляциальных включений в бриовере в районе Гранвиля, западная Нормандия [43].

1 — тиллиты; *2* — ленточные глины и «ледниковое молоко»; *3* — граувакки; *4* — «Etage de la Laize» (верхи бриовера, посттиллитовые осадки); *5* — граниты; *6* — палеозойские конгломераты; X^2, X^3 — средний и верхний бриовер (нерасчлененные).

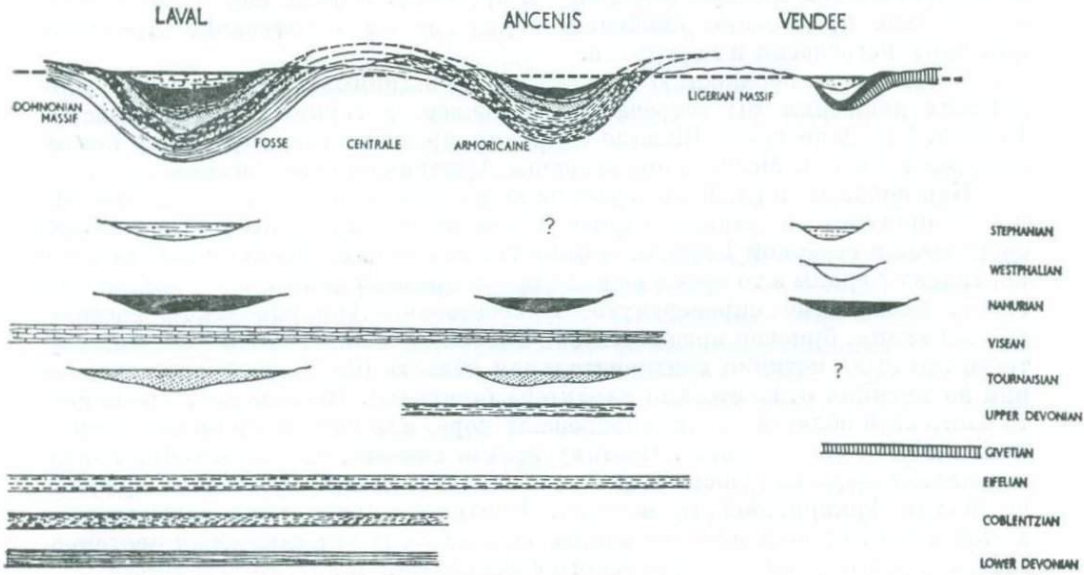


Ф и г. 81. Четыре разреза бриовера с включениями гляциальных и перигляциальных отложений в районе Гранвиля, западная Нормандия [43].

t — тиллиты; *v* — ленточные глины и «ледниковая мука»; *g* — граувакки; X^2, X^3 — средний и верхний бриовер (нерасчлененные).

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ИСТОРИЯ

Переходя к рассмотрению палеозойской истории, мы должны помнить о двух различных аспектах. На более высоком уровне здесь можно проследить историю тектоники и осадконакопления (в узких синклинальных зонах



Ф и г. 82. Диаграмма палеозойских осадочных отложений, сохранившихся в трех главных синклинальных областях Арморикапского массива [15].

Верхний разрез — реконструкция условий осадконакопления в конце каменноугольного времени; нижний разрез — история осадконакопления в Арморикапском массиве в палеозое.

Арморикапского массива), а на более глубоком уровне — историю герцинского магматизма, мигматизации, гранитизации и внедрения интрузий (в антиклинальных зонах).

Рассмотрев историю осадконакопления, мы снова убеждаемся в том, что Арморикапский массив занимает промежуточное положение среди других герцинских возвышенностей Западной Европы.

Здесь уместно решить вопрос о характере условий осадконакопления — эпиконтинентальных или геосинклинальных. Разрез палеозоя полностью нигде не представлен. Стратиграфические несогласия, порою довольно крупные, охватывающие большие временны́е отрезки, находят повсеместно и почти на каждом уровне стратиграфического разреза (фиг. 82, см. также [40, 41]). С другой стороны, мощность в два километра довольно обычна для отдельных единиц палеозоя. Эта величина слишком велика для эпиконтинентальных условий и, напротив, слишком мала для настоящих синклинальных условий. Поэтому об условиях, господствовавших в палеозое, лучше говорить «эпиконтинентальные, но весьма активные».

Отсутствие каледонской орогении

Вторым основным моментом в истории осадконакопления в Арморикапском массиве является отсутствие каких бы то ни было признаков проявления каледонской орогении. Конечно, движения земной коры в это время происходили, но только вертикальные, эпейрогенические [38, 37]. Мы находим здесь признаки трансгрессий, дифференцированного погружения, местных поднятий и, может быть, наклона слоев. Но это были движения, не отли-

чающиеся от имевших место в кембрии, ордовике, силуре, девоне и раннем карбоне. Нигде в Арморикапском массиве не наблюдается ситуации, сопоставимой с каледонским угловым несогласием, известным, например, в районе Фепена (Арденны) (стр. 92).

Грендор [22] недавно попытался доказать один случай проявления в Арморикапском массиве каледонской орогении. Однако ему удалось доказать только проявление движений, обусловивших образование стратиграфических несогласий и перерывов.

С этой же особенностью — отсутствием истинных орогенических каледонских движений мы встречаемся и южнее, в герцинской и альпийской Европе. Это дало повод Штилле и другим провести границу между континентами Палео- и Мезоевропы севернее Арморикапского массива.

Как показано в гл. 1, эта граница не имеет под собой оснований. То, что некий орогенез, в данном случае каледонский, приурочен к территории современной северной Европы,— факт геологический. Однако постулат, что континент Европы в то время не выходил за пределы каймы каледонской орогении, необходимо опровергнуть. В собственно Арморикапском массиве, как мы видим, бриовер предшествовал палеозою, и после кадомской складчатости это была истинно континентальная область (независимо от расхождений во мнениях относительно характера бриовера). Несомненно, что какая-то часть этой области уже принадлежала коре, или сиалю (применимо также любое другое обозначение). Поэтому нельзя считать, что нарастание континентальной коры началось только в девоне, поскольку каледонский орогенез не достиг Арморикапского массива. Континентальная кора существовала в этой области уже давно, свидетельством чему служит кадомская орогения, захватившая породы докембрийского фундамента.

Доорогенический характер бретонской фазы

Гораздо более серьезен вопрос об отсутствии фазы складчатости на границе девона и карбона. Я, например, просто подавлен отсутствием этой фазы и воспринимаю это как невыполнение обязательств: «Как, бретонская фаза не проявлялась в Бретани?». Несмотря на трудности, с которыми сталкивались мои друзья, следовавшие Штилле в его толковании роли бретонских движений в германских герцинидах, я тем не менее надеялся обнаружить наглядные примеры проявления этой ранней фазы герцинской орогении в ее типовой области — в Бретани.

Однако сделать мне это не удалось. Бретонская фаза выделена Штилле на основании карт района Шатолен, расположенного к востоку от Бреста, в Осевой синклинали. Эти древние складки характеризуются, по словам Прюво, «всего лишь слабой интенсивностью». Основным аргументом ее выделения, по-видимому, остается различие в простирании древних структур и осей «крупных молодых синклиналей» [38]. Но поскольку последние являются зонами посторогенного (послесудетского) грабенового погружения, в которых сохранились избежавшие размыва отложения нижнего палеозоя, они не могут служить указанием на возраст более древних структур. Судетская складчатость, как будет показано далее, проявилась достаточно четко, но это также не может служить причиной для выделения здесь более древней бретонской, орогенической фазы.

На границе девона и карбона, как и во время каледонской орогении, здесь, несомненно, имели место тектонические движения. Можно согласиться даже с таким обобщением, согласно которому в послефаменское время в погружение был вовлечен весь Арморикапский массив [38], несмотря на то что это обобщение базируется только на отрывочных данных, поставляемых расположенными в пределах Арморикапского массива современными узкими «синклинальными» зонами. Но для утверждений, что это погружение «сопро-

вождало первую герцинскую орогеническую фазу», никаких оснований, на мой взгляд, нет. В разрезах, составленных для современного бассейна Шатолен, никакого несогласия между карбоном и девоном не выделяется [42].

К аналогичному заключению приходит и Конье [8]: «Бретонская фаза обусловила стратиграфическое несогласие между динантом и девоном. Это скорее фаза поднятия и погружения, чем фаза подлинной складчатости». Затруднения в разграничении периодов подлинной складчатости, с одной стороны, и периодов дифференцированных вертикальных движений более или менее эпейрогенического характера, с другой, обусловлены двумя факторами. Один из них — то, что во французской литературе по Арморикан-скому массиву орогеническими называют самые разнообразные тектонические движения, будь то дифференцированные вертикальные подвижки или региональный небольшой наклон слоев, приводивший только к трансгрессиям и регрессиям.

Второй (о чем речь шла выше) — то, что палеозойские осадки сохранились только в узких параллельных «синклинальных» структурах, разделяемых широкими антиклинальными зонами. Простирание этих «синклиналей» обусловлено прежде всего постсудетскими разломообразующими движениями и никак не связано с палеогеографией палеозоя. При сравнении палеозойских отложений различных «синклиналей» в них обнаруживаются значительные фациальные различия. Но вместо того чтобы показать, что эти различия обязаны изменениям, происходящим постепенно по всей площади региона, стратиграфические колонки весьма удаленных одна от другой «синклинальных» зон располагают рядом — в результате создается впечатление не постепенной, а резкой смены фаций.

Конье [11] предпринял попытку генетического подхода к рассмотрению палеогеографии палеозоя. Он связывает фациальное развитие палеозойских отложений с развитием мигматитовых тел, характеризующих, как полагают, тенденцию к поднятию. Палеозойские отложения поблизости от областей развития мигматитов — детритовые и терригенные (свидетельство эрозии, происходившей в испытывавшем поднятие хинтерланде), а вдали от этих областей — известняковые.

Судетская и последующие орогенические фазы

Главной герцинской фазой в Арморикан ском массиве была судетская. Орогенические движения происходили, как правило, в течение довольно длительного времени с начала позднего карбона. Однако намюрские отложения редко находят трансгрессивно залегающими на породах нижнего палеозоя; в большинстве случаев посторогенная трансгрессия начиналась только в вестфале или даже стефане. Поэтому лучше говорить о судетской орогенической фазе, как о фазе, начало которой приходится на конец раннекаменноугольного времени.

Для обозначения некоторых из этих последующих движений ряд авторов используют термин «рудногорская фаза», однако никаких убедительных оснований для выделения в Арморикан ском массиве того времени еще одной тектонической фазы у нас нет.

Послесудетские верхнекаменноугольные отложения в бассейне Арморикан ского массива представлены лимнической фацией, типичной для судетской части герцинской Европы. После этой орогении море вернулось в рассматриваемый район только в послепалеозойское время. Осадконакопление в позднем карбоне ограничилось межгорными грабеновыми структурами. Основным видом тектонических движений было сбрасообразование, однако коробление вдоль разрывов и прогибание пород в грабенах кое-где привели к образованию резко выраженной складчатости. Этот вопрос для юго-восточной части Арморикан ского массива детально разобран Матье [29] (фиг. 83).

Молодую складчатость связывают с несколькими орогеническими фазами (фиг. 83), однако я далек от мысли рассматривать эти молодые движения в качестве региональных орогенических фаз. Послесудетская история — история местного развития отдельных узких грабеновых бассейнов (фиг. 76 и 84). Стратиграфия отложений лимнической фации верхнего карбона от бассейна к бассейну варьирует — складчатость в этих бассейнах и связанные с нею угловые несогласия обусловлены погружением отдельных местных бассейнов. Такого рода местные движения, даже сингенетические, не следует связывать с региональными несогласиями за пределами этих бассейнов (например, в поясе развития паралических угленосных отложений).

Тектонический стиль

Если не считать резко выраженной складчатости верхнекамменноугольных отложений в узких грабеновых структурах, тектонический стиль раннего палеозоя выражен однообразной серией сжатых антиклинальных и синклинальных структур, как правило, с региональной вергентностью; осевые поверхности структур и многие взбросы характеризуются довольно крутыми углами падения. Примером такого стиля могут служить менее интенсивно складчатые структуры, изображенные на фиг. 78 (см. также разрезы синклинальных структур в районе к западу от Алансона в восточной части Арморикансного массива [24]). На фиг. 84 показан, напротив, более интенсивно складчатый район Вандеи.

В тех районах, где выходы бриовера наблюдаются более или менее непрерывно (широкие антиклинории), мы встречаемся, как правило, со стилем тектонических чешуй — надвиги образуют покровные перекрытия (фиг. 85).

Различие в стиле между структурами бриовера и палеозоя обусловлено, видимо, тем, что бриовер, по крайней мере частично, испытал две орогении, кадомскую и герцинскую. Однако не следует забывать, что хорошо стратифицированные сланцы бриовера, по-видимому, мобильнее палеозойских пород и реагировали на герцинские напряжения более энергично (штокверковая тектоника).

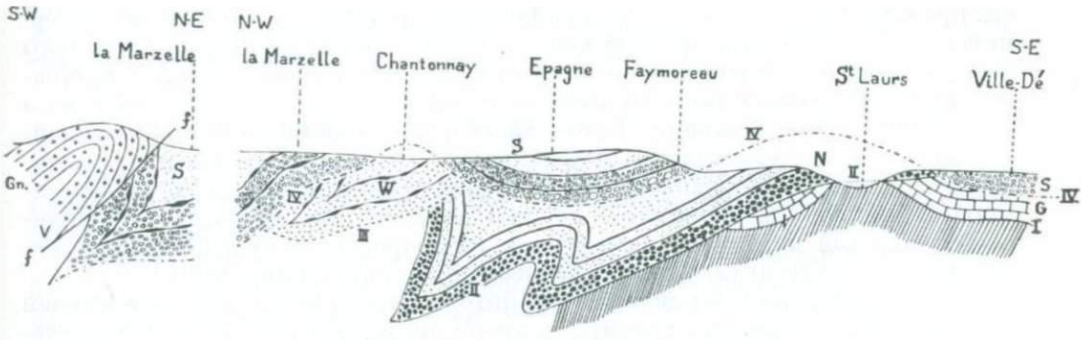
Чешуйчатая структура бриовера весьма ярко выражена в северной Нормандии, в частности близ Шербура. Грендор [17, 19—21], работающий главным образом именно в этом районе Арморикансного массива, считает, что штокверковая тектоника — результат герцинской орогении. Он утверждает, что чехол палеозойских осадков перемещался по бриоверскому фундаменту в результате срыва (décollement). По мнению Грендора, это дает возможность объяснить различие в тектоническом стиле рассматриваемых элементов. Однако представления Грендора подверглись серьезной критике со стороны Клейна [26].

«Антиклинальные» зоны

В палеозойской и более ранней истории широких «антиклинальных» зон Арморикансного массива, точнее, антиклинориев, основной интерес представляет геология фундамента, взаимоотношения между кристаллическими сланцами, гнейсами и гранитами.

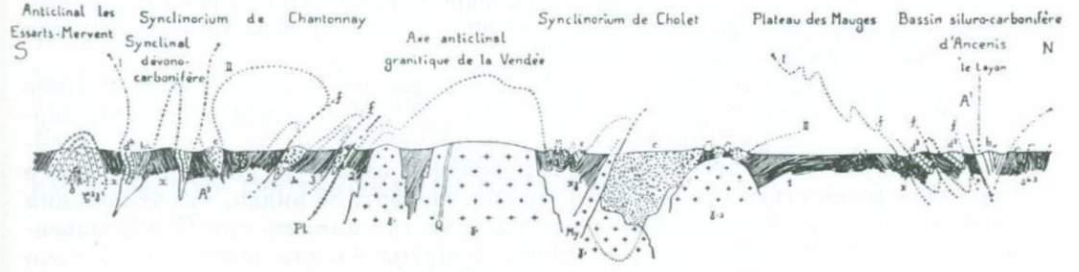
Давно известно, что большинство гранитов Арморикансного массива являются герцинскими интрузиями. Однако некоторые из них имеют более древний, докембрийский возраст. Обзор данных по этому вопросу сделан Матье [30]. Отличить более древние граниты довольно трудно, поскольку они испытали действие герцинской орогении [18].

Однако, согласно современным представлениям петрографов, занимающихся мигматитами, образованию гранитов должны предшествовать метаморфизм и ультраметаморфизм. Отсюда следует, что мигматизация и анатек-



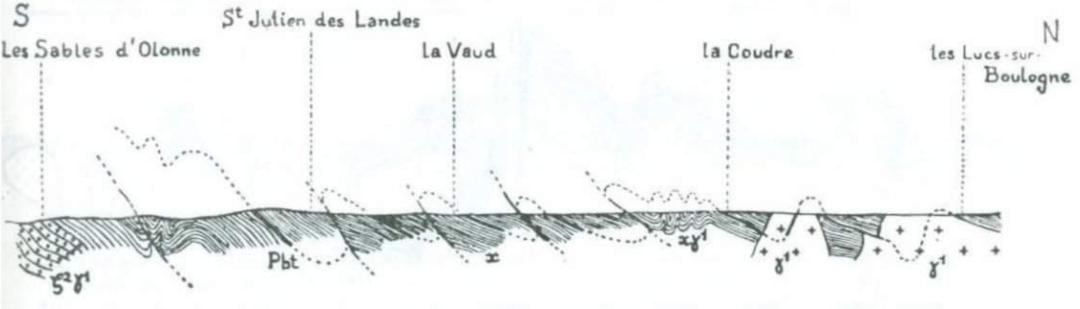
Ф и г. 83. Разрез-диаграмма Угленосной борозды Вандеи, иллюстрирующий основные вехи тектонической истории [29].

Угленосная борозда представлена узкими впадинами, приуроченными к зоне разломов, протягивающейся севернее герцинских мигматитов от Сен-Назера на юго-восток (см. фиг. 76). G — живе; N — намюр; W — вестфал; S — стефан; Gn — гранулитовые гнейсы; f — надвиг Шантонне; I — несогласие между живе и бриовером; II — то же для намюра выше бриовера и живе, судетская фаза; III — то же для вестфала выше намюра, «рудногорская фаза»; IV — то же для стефана над всеми более древними образованиями, «астурийская фаза»; V (-f) — постстефан, «заальский» разлом.



Ф и г. 84. Разрез юго-восточной части Вандеи. Показаны взаимоотношения между палеозоем, бриовером и плутоническими породами с мигматитами [29].

$\zeta^2\gamma^1$ — гнейсы и слюдяные сланцы; δ — амфиболитовые и хлоритовые сланцы; γ — различные граниты; x — бриовер; c — сланцы, риолиты и кварциты; S^{4-3} — готландий; d^3 — кувен, d^4 — живе, h_{IV} — намюр.



Ф и г. 85. Разрез бриовера западной части Вандеи [29].

$\zeta^2\gamma^1$ — гнейсы и слюдяные сланцы; γ^1 — гранулитовые граниты; $x\gamma^1$ — гранитизированные образования бриовера; x — бриовер. Черными полосками показаны включения фтанитов.

сис происходили не в один, а по крайней мере в два этапа, кадомский и герцинский. Исследования по этой новой методике значительно более детальны и трудоемки, чем классические петрографические исследования. В настоящее время мы располагаем данными всего лишь одного такого комплексного исследования, выполненного Конье [8, 9] в антиклинории Корнуай (крайней юго-западной структуре Арморикапского массива). Основным результатом его исследований явилось обнаружение действительно двух последовательных циклов метаморфизма — докембрийского (кадомского?) и герцинского. Каждый из циклов распадается на доорогеническую (эктиниты, см. гл. 8) и синорогенную (метасоматическая гранитизация) фазы.

Пути внедрения герцинских гранитов предопределялись положением тектонических узлов. Эти граниты, широко представленные на всей территории Арморикапского массива, варьируют от глубинных анатектитовых до поверхностных интрузивных микрогранитов.

Конье [8, 9] выделил в Бретани структурные ярусы, или штокверки (верхний ярус, включающий серию докембрийских мигматитов с их осадочной суперструктурой и серию герцинских мигматитов). Следовательно, он усматривает здесь региональный срыв (франц. décollement) между «верхним структурным ярусом» и фундаментом. В результате этого срыва верхний структурный ярус не испытал субсеквентного герцинского метаморфизма. По мнению Конье, срыв приурочен к основанию докембрийских мигматитов (а не к границе между палеозоем и бриовером, как считает Грендор). Таким образом, интерпретация тектоники Арморикапского массива характеризуется весьма широким диапазоном мнений.

Результаты исследований Конье показаны на схематическом разрезе южной части Арморикапского массива (фиг. 86). На разрезе видно, что герцинская гранитизация проявляется вполне независимо от древней докембрийской гранитизации. Структуры последней зачастую разрушены (более или менее полностью) структурами первой. На фиг. 86 видно, что эта ранняя гранитизация еще сохранилась в северной части синклинория Сен-Жюльенде-Вуван, где верхний фронт герцинской мигматизации пока еще глубоко погребен. В то же время в антиклинории Корнуай герцинская зона гранитизации проникла много выше и срезана современной поверхностью. Она почти полностью разрушила все более древние структуры. Приходится согласиться с тем, что встречающиеся кое-где элементы древнего верхнего структурного этажа не претерпели герцинской гранитизации только в результате



Ф и г. 86. Разрез-диаграмма западной части Арморикапского массива [9].

1—3 — верхний структурный этаж (суперструктура): *1* — кембро-силур, *2* — бриовер и слюдяные сланцы, *3* — гранито-гнейсы, докембрийская гранитизация; *4—6* — структуры герцинской гранитизации: *4* — слоистые мигматиты, эмбрешиты, *5* — теневые мигматиты, анатектиты, *6* — анатектические граниты; *7—10* — гранитные интрузии: *7* — мигматитовые граниты, приуроченные к контакту структур герцинской гранитизации и сколотых элементов суперструктуры, *8* — слоистые граниты, *9* — милониты на контакте антиклинальных и синклинальных зон герцинской гранитизации, *10* — батолиты герцинских гранитов в суперструктуре.

срыва, происшедшего до метаморфизации. С аналогичной проблемой проявления двух субсеквентных периодов метаморфизма мы встретимся в Центральном массиве (стр. 155).

ГРАНИТЫ ФЛАМАНВИЛЬ (НОРМАНДИЯ) И БАР-АНДЛАУ (ВОГЕЗЫ)

Герцинские граниты Фламанвиль — одна из двух интрузий, явившихся причиной исторического спора между немецкой и французской петрографическими школами.

Эти граниты, развитые на западном побережье Нормандии к югу от Шербура, представляют собой небольшой овальной формы интрузив, заключенный в мергелистых сланцах и известняках [27, 28, 36]. Этот интрузив хорошо обнажен в береговой скале и многочисленных выработках. Как показал Мишель-Леви [33], внутренние зоны контактового ореола интрузива характеризуются процессами интенсивного метасоматоза.

Другой герцинской интрузией являются граниты Бар-Андлау (Вогезы). Их контактовый ореол был описан в 1887 г. Розенбушем [44]. Во вмещающих интрузив глинистых сланцах этот автор усмотрел только термальный метаморфизм и не заметил никаких изменений в среднем химическом составе.

Все это теперь область истории. Мы хорошо знаем, что мергели и известняки могут претерпевать интенсивный метасоматоз, а глинистые сланцы — термальный метаморфизм только при внедрении гранитных интрузий. Но в те времена и еще много лет спустя существовали две различные петрографические школы. Немецкая школа, возглавлявшаяся Розенбушем, считала, что интрузивные породы только провоцируют термальный метаморфизм вмещающих пород, а французская школа во главе с Мишель-Леви никогда не уставала приводить прекрасные примеры метасоматических процессов, наблюдаемых в контактовых ореолах гранитов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Barrois C., Les grandes lignes de la Bretagne, Livre Jubilaire Soc. Géol. France, 1, 83—86, 1930.
2. Bertrand L., Histoire Géologique du Sol Français, II, Flammarion, Paris, 1—365, 1946.
3. Cayeux L., Les preuves de l'existence d'organismes dans le terrain precambrien, Bull. Soc. Géol. France, 22, 197—228, 1894a.
4. Cayeux L., De l'existence de nombreux débris de Spongiaires dans le Précambrien de Bretagne, Compt. Rend., 120, 297—282, also Ann. Soc. Géol. Nord, 23, 52—65, 1894b.
5. Cayeux L., Les roches sedimentaires de France, Roches siliceuses, Mém. Carte Géol. France, 1—774, 1929.
6. Chauvel J. J., Phillippot A., Sur la discordance de la base du Paleozoique dans la région de Rennes, Trois carrières démonstratives, Bull. Soc. Géol. Mineral. Bretagne, 1, 1—7, 1961.
7. Cogné J., Données nouvelles sur l'Antécambrien dans l'ouest de la France, Pentévrien et Briovérien en baie de Saint-Brieux (Côtes-du-Nord), Bull. Soc. Géol. France, 7 (1), 112—118, 1959.
8. Cogné J., Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale, le domaine de l'anticlinal de Cornouailles, Mém. Carte Géol. France, 382, 1960a.
9. Cogné J., Métamorphismes et granitisations en liaison avec l'évolution orogénique en Bretagne méridionale, Bull. Soc. Géol. France, 7 (27), 213—228, 1960b.
10. Cogné J., Le Briovérien, Esquisse des caractéres stratigraphiques, métamorphiques, structuraux et paléogéographiques de l'Antécambrien récent dans le Massif armoricain, Bull. Soc. Geol. France, 4, 413—430, 1963.
11. Cogné J., Les grand cisaillements Hercyniens dans le Massif armoricain, et les phénoménes de granitisation, In J. P. Schaer, Editor, Colloque Étages Tectoniques, Baconniere, Neuchâtel, 179—192, 1967.
12. Cogné J., Graindor M. J., À propos de prétendues phases «normande» et «angévine» dans l'orogenèse cadomienne (socle antécambrien d'Armorique), Compt. Rend. Soc. Geol. France, 245—247, 1963.

13. Dangeard L., Géologie régionale de la France, La Normandie, Actes Sci. Ind., 1140, 1—241, 1951.
14. Dangeard L., Doré F., Juignet P., Le Briovérien supérieur de Basse Normandie (étage de la Laize), série à turbidites à tous les caractères d'un flysch, Rev. Géograph. Phys. Géol. Dyn., Sér. 2, 4, 251—259, 1961.
15. George T. N., Devonian and Carboniferous foundations of the Variscides in northwest Europe, In K. Coe, Editor, Some Aspects of the Variscan Fold Belt, Manchester Univ. Press, Manchester, 19—47, 1963.
16. Gignoux M., Géologie Stratigraphique, 4e ed. Masson, Paris, 1—735, 1950.
17. Graindor M. J., Le Briovérien dans le nord-est du Massif armoricain, Mem. Carte Géol. France, 1—211, 1957.
18. Graindor M. J., Granites et synclinaux paléozoiques entre Alençon et Mayenne, Bull. Soc. Géol. France, 7 (1), 555—566, 1959.
19. Graindor M. J., Feuille de Cherbourg au 50 000e, Bull. Serv. Carte, Géol. France, 262, 1—82, 1960.
20. Graindor M. J., À propos des mouvements varisques dans le Massif armoricain, Compt. Rend. Soc. Géol. France, 54—55, 1961a.
21. Graindor M. J., Géologie du nordouest du Cotentin, Bull. Serv. Carte Géol. France, 272, 1—81, 1961b.
22. Graindor M. J., Mouvement orogénique antédevonien en Normandie, Bull. Soc. Linn. Normandie, 10, 188—194, 1962.
23. Graindor M. J., Le socle armoricain et les contre-coups alpins, In M. Durand Delga, Editor, Livre à la Mémoire du Professeur Paul Fallot, II, Soc. Géol. France, Paris, 187—200, 1963.
24. Graindor M. J., Géologie de l'extrémité orientale du Massif armoricain (feuille d'Alençon au 80 000e). Bull. Serv. Carte Géol. France, 274, 1—130, 1965.
25. Klein C., La phase «normande» et la phase «angévine» de l'orogenèse cadomienne, Compt. Rend., 256, 2196—2198, 1962.
26. Klein C., À propos de la carte géologique de Cherbourg au 50 000e, Compt. Rend. Soc. Géol. France, 309—311, 1963.
27. Martin N. R., The structure of the granite massif of Flamanville, N.W. France, Quart. J. Geol. Soc. London, 108, 311—341, 1952.
28. Martin N. R., Nouvelle note sur le massif granitique de Flaman ville, Bull. Soc. Linn. Normandie, 2, 293—301, 1961.
29. Mathieu G., Recherches Géologiques sur les Terrains Paléozoiques de la Région Vendéenne, Thesis, Univ. Lille, Lille, 1937.
30. Mathieu G., Essai sur les granites du Massif armoricain, Rev. Sci., 3228, 15—28, 1944.
31. Mathieu G., Le problème du Précambrien dans l'ouest de la France, Rev. Sci., 3241, 75—89, 1945.
32. Mathieu G., Les grandes lignes de la Vendée, Bull. Serv. Carte Géol. France, 253, 1—46, 1957.
33. Michel-Lévy A., Contribution à l'étude du granite de Flamanville et des granites françaises en général, Bull. Serv. Carte Géol. France, 36, 1—41, 1893.
34. Neuman R. B., Palmer A. R., Critique of Eocambrian and Infracambrian, Intern. Geol. Congr., 20th., Mexico, 1956, Rept., El Sistema Cambrico, 1, 427—435, 1958.
35. Pareyn C., Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France, Basse Normandie, Compt. Rend. Soc. Géol. France, 245—273, 1959.
36. Pavillon M. J., Paléographie dévonienne et minéralisations ferrugineuses de Diélette et plombo-zincifères de Surtainville (Manche), Bull. Soc. Geol. France, 7 (6), 121—126, 1965.
37. Péneau U., Silurien supérieur et Dévonien inférieur dans le sud-est du Massif armoricain, In Symposium Silur-Devon Grenze, Schweizerbart, Stuttgart, 191—201, 1962.
38. Pruvost P., La Bretagne aux temps paléozoiques, Ann. Hébert Haug (Lab. Géol. Fac. Sci. Univ. Paris), 7, 345—362, 1949.
39. Pruvost P., L'Infracambrien, Bull. Soc. Belge Géol. Paléontol. Hydrol., 60, 43—65, 1951.
40. Pruvost P., Les mers et les terres de Bretagne aux temps paléozoiques, Ann. Hébert Haug (Lab. Géol. Fac. Sci. Univ. Paris), 7, 345—362, 1958.
41. Pruvost P., Le Cambrien du Massif armoricain, Ann. Hébert Haug (Lab. Géol. Fac. Sci. Univ. Paris), 9, 5—10, 1959.
42. Pruvost P., Lemaitre D., Observations sur la région occidentale du bassin de Chateaulin, Bull. Serv. Carte Géol. France, 212, 81—94, 1943.
43. Roblot M. M., Le Briovérien supérieur (X^3) aux environs de Granville (Manche), Bull. Soc. Géol. France, 74(4), 565—571, 1963.
44. Rosenbusch H., Die Steigerschiefer und ihre Contactzone an den Graniten von Barr-Andlau und Howald, Abhandl. Geol. Spezialkarte Elsass-Lotharingen, 1, 79—393, 1877.
45. Winterer E. L., Late Precambrian pebbly mudstone in Normandy, France, tillite, or tilloid? In Nairn A., Editor, Problems in Paleoclimatology, Interscience, New York, N. Y., 159—187, 1964.

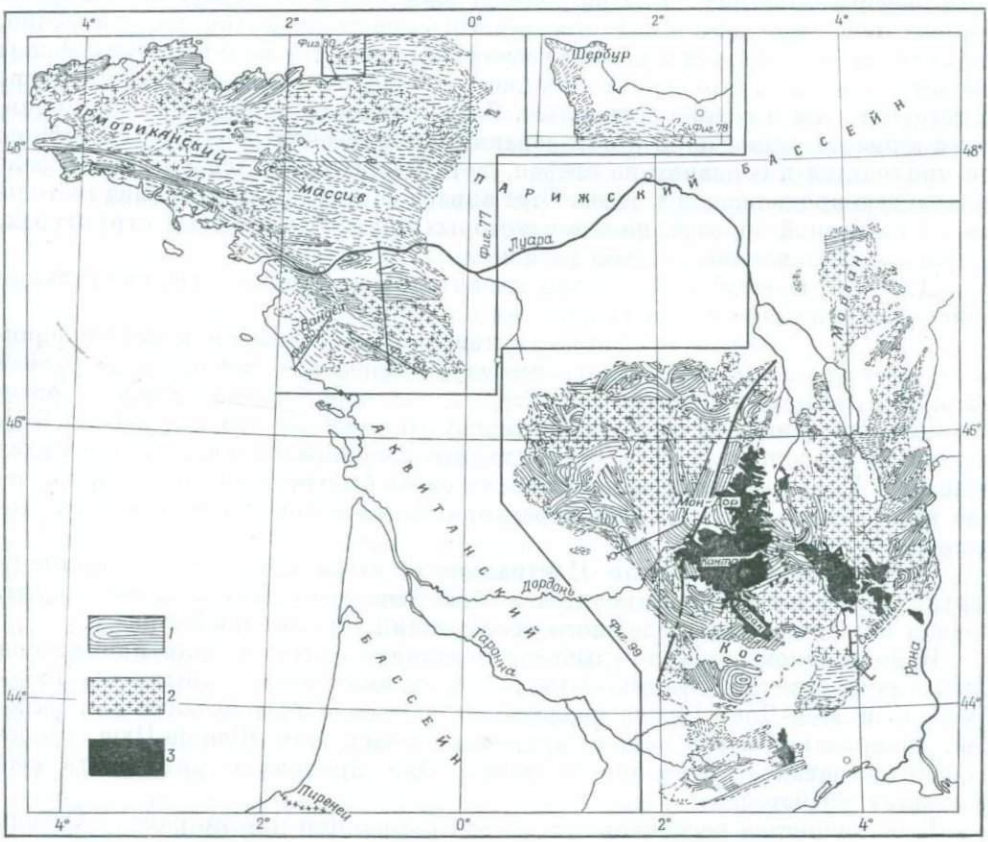
ГЛАВА 4

Центральный массив

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ МАССИВ И ЦЕНТРАЛЬНОЕ ПЛАТО

Следующей герцинской единицей Западной Европы является большой и сложный Центральный массив южной части центральной Франции. В физико-географическом плане он более или менее совпадает с Центральным плато. Это возвышенное плато (бывший пенеплен, ныне поднятый на высоту 800—1200 м) служит одним из главных топографических барьеров Западной Европы. Наряду с Альпами оно образует раздел между климатическими зонами северной и южной Европы.

Однако как герцинская геологическая единица Центральный массив (фиг. 87) не вполне эквивалентен физико-географическому понятию «Центральное плато». Он включает несколько областей вне главного плио-плейстоценового поднятия, которые образуют обособленные орографические единицы. На западе это Ба-Лимузен, расположенный к северу от Лиможа



Ф и г. 87. Схематическая геологическая карта Центрального массива.

1 — кристаллические сланцы и гнейсы; *2* — изверженные породы герцинских возвышенностей; *3* — молодые вулканические массивы.

и соединяющийся с Вандеей — юго-восточным продолжением Арморикан-ского массива. На северо-востоке такой областью служит Морван, на восто-ке — горы Лионне (близ Лиона), на юго-востоке — герцинская часть Севенн и на юге — Монтань-Нуар. Геологически все эти области принадлежат Цен-тральному массиву, несмотря на значительные различия в структуре, осо-бенно для Монтань-Нуар.

Для плио-плейстоценового поднятия Центрального массива характерны ярко выраженные дифференцированные движения, выразившиеся в основном в образовании наклона пластов на северо-запад. Поэтому наибольшие высот-ные отметки бывшего пенеплена мы наблюдаем на юго-востоке и на юге, т. е. в восточной части Веле и Лозере. Самые высокие горы Центрального массива образованы, однако, не поднятым пенепленом, а кайнозойскими вулканиче-скими структурами.

Именно в результате наклона реки Центрального массива — Луара и ее большой приток Альер, Дордонь и Тарн — текут преимущественно на северо-запад и запад. В то же время в глубоко врезанную долину Роны, текущей по грабену, расположенному сразу же за восточной наиболее поднятой частью Центрального массива, впадают с этой стороны только небольшие притоки.

Основные черты развития

Мы располагаем лишь отрывочными сведениями об истории Централь-ного массива. Поэтому ее легко удается расчленить на несколько «главных этапов», т. е. периодов, о которых нам хоть кое-что известно, хотя, конечно, события, не отраженные в геологической летописи, также могли быть весьма значительными. Наибольшее количество структур было сформировано в догерцинский и герцинский этапы. Затем следовал короткий послегерцин-ский «эпизод», приведший к образованию лимнических угольных бассейнов; он приходится в основном на стефан, хотя местами начался уже в вестфале и зачастую продолжался в отене. Этот эпизод оставил заметный след не толь-ко в Угленосной борозде, но и в некоторых других грабеновых структурах, широко представленных в этом регионе.

Для всей мезозойской истории характерны спокойные континентальные условия, приведшие к пенепленизации и эрозии.

Сбросово-глыбовая тектоника, активно проявлявшаяся в послегерцин-ском эпизоде, вновь находит отражение в кайнозое, в частности, в ранней истории крупных грабеновых структур, таких, как бассейн Лиманъ. Верти-кальные движения, однако, характеризуются небольшой скоростью [34], поскольку эрозии удавалось осуществлять пенепленизацию вздымающихся участков. Грабены также не испытывали очень быстрого прогибания; в тече-ние всего своего развития они характеризуются озерными или солоновато-водными фациями.

Окончательное поднятие Центрального массива, во время которого вертикальные движения становятся особенно интенсивными, обычно относят, причем без достаточно надежного обоснования, к плио-плейстоцену.

Кайнозойской сбросово-глыбовой тектонике сопутствовали проявления вулканизма. Вначале сформировались два главных центральных вулкана — Канталь и Мон-Дор. Позже последовало излияние платобазальтов и, нако-нец, появилась цепочка мелких вулканов (таких, как Шен-де-Пюи, распо-ложенный западнее Клермон-Феррана). Они проявляли активность еще в позднем плейстоцене.

В большинстве региональных работ по Франции или по району Овернь [2, 21, 32] описание кайнозойского вулканизма занимает большую часть опи-сания геологии Центрального массива. Поскольку, однако, этот молодой вулканизм не имеет непосредственного отношения к более ранней истории

его целесообразно рассматривать, по-видимому, отдельно, вместе с другими проявлениями молодого вулканизма в Западной Европе, так что в этой главе мы осветим только раннюю историю Центрального массива.

КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ ФУНДАМЕНТ

Метаморфические породы

Большинство современных исследований, проводящихся в Центральном массиве, носит петрографический характер и связано с кристаллическим фундаментом. Школа университета Клермон-Ферран, руководимая вначале Юнгом, а теперь Роком [21—23, 31], взяла в свои руки инициативу в этом виде исследований. Слюдяные сланцы, гнейсы и граниты, слагающие основную часть кристаллического фундамента, интерпретируются ими с позиций Седерхольма. Они считают их более или менее интенсивно метаморфизованными и частично метасоматизированными супракрустальными породами.

Не преследуя цель дать оценку всей обширной и зачастую противоречивой петрографической литературе по Центральному массиву, мы, как нам кажется, наметили ее основные тенденции.

Первое, о чем необходимо помнить, вникая в идеи школы Клермон-Ферран, это о том, что в проводимых этой школой исследованиях метаморфизма и метасоматоза основная классификация всегда базируется только на породах нормального песчано-глинистого состава.

В кристаллическом фундаменте Центрального массива в серии нормального песчано-глинистого состава различают три основные группы пород. Первая группа представлена неметаморфизованными или слегка метаморфизованными породами. Во вторую группу попадают изохимически метаморфизованные породы, без проявлений метасоматоза, так называемые эктиниты. В третью группу входят все породы, в которых метаморфизм сопровождался процессами метасоматоза (так называемые мигматиты).

Различия между первой и второй группами, конечно, не принципиальные, поскольку породы низкой степени метаморфизма в действительности также относятся к эктинитам. При картировании, однако, выявлено, что области развития только слегка метаморфизованных сланцев значительно отличаются от областей развития эктинит-мигматитовых серий,— факт, служащий оправданием их разделения.

Первой группе, например, принадлежат кварциты и сланцы, развитые в Ба-Лимузене вдоль западной окраины Центрального массива. Они образуют переход к Арморикапскому массиву [25] и при описании кристаллического фундамента не рассматриваются.

Выделение второй и третьей групп базируется также в основном на результатах полевых работ. Предположение о том, что мигматиты, значительно отличные от эктинитов, формировались из эктинитов в процессе метасоматоза, основано лишь на данных немногочисленных химических анализов. Следовательно, генетическая основа такой классификации весьма шаткая, хотя, как описательная, она вполне приемлема.

Классификация внутри второй и третьей групп основана на двух различных принципах. Изохимически метаморфизованные эктиниты классифицируются по усилению степени метаморфизма, а метасоматические мигматиты — в соответствии со структурой (вернее, в соответствии с постепенной утратой ими первоначальных структуры и текстуры, которая происходит, как полагают, по мере повышения интенсивности метасоматоза). Такие различия в обосновании классификации на первый взгляд кажутся нелогичными, однако они основаны на геологических наблюдениях.

Как мы покажем далее, непосредственной связи между эктинитовыми и мигматитовыми сериями не установлено. Не установлена и верхняя гра-

ница метасоматоза, приуроченная к какому-то определенному уровню метаморфизма. «Фронт мигматизации» достигает самых различных уровней метаморфизма и, видимо, самых различных глубин земной коры не только в Центральном массиве, но также в кристаллическом фундаменте других герцинских единиц Западной Европы (стр. 151—155). Следовательно, вполне допустимо использовать два разных критерия для классификации этих двух различных групп пород, хотя и принадлежащих одному и тому же комплексу фундамента. В эктинитах основным критерием служит степень метаморфизма (поскольку проявления метасоматоза отсутствуют). В то же время в мигматитах эволюция пород едва ли зависит от степени метаморфизма, так что основным критерием в них становится степень метасоматоза.

Различие между понятиями «зонография» и «система минеральных фаций» заключается в том, что в последнем все породы, метаморфизованные в одинаковых термодинамических условиях, независимо от их химического состава, объединены в одну минеральную фацию. В породах состава, отличного от состава нормальных песчано-глинистых пород, таких, как амфиболиты, применять «зонографию» трудно.

После амфиболитов в Центральном массиве выявлены еще две важные группы пород такого аномального состава: лептиниты и циполины. Лептиниты — кислые сланцевые породы, бедные слюдами и амфиболом. Они сопоставимы, по крайней мере отчасти, с гранулитами герцинских возвышенностей юго-восточной части ГДР, как их понимают немецкие авторы [1]. В них обнаруживается петрографическое сходство с лептитами докембрия Скандинавии. Последние, по-видимому, являются кислыми вулканическими породами; генезис лептинитов Центрального массива пока еще хорошо не изучен. Циполины — линзообразные тела мраморов, образовавшиеся за счет известняковых прослоев.

Прежде чем перейти к более детальному рассмотрению «зонографии», следует сказать несколько слов о слоистой текстуре кристаллического фундамента. Слоистая текстура [именно ей обязано своим происхождением французское выражение «кристаллофиллитовая серия» («series cristallophyllienne»)] представляет собой нечто более крупнозернистое и более упорядоченное, чем сланцеватость (например, сланцеватость Рейнских Сланцевых гор). Она скорее напоминает листоватость. Есть указания на то, что слоистая текстура, по крайней мере частично, имеет первично-осадочное происхождение. Последующие метаморфические и метасоматические процессы, по-видимому, подчеркнули первичную слоистость, оставшуюся параллельной напластованию. Если это так, то листоватость кристаллических сланцев является не тектонической структурой, такой, как сланцеватость менее метаморфизованных сланцев, а имеет более древнее происхождение. Возможно, она сформировалась под влиянием давления вышележащих осадочных пород. Она развивалась параллельно стратификации в то время, когда та была еще горизонтальной.

«Зонография»

Зоны кристаллического фундамента показаны на табл. 13. Исходя из мощностей отдельных зон Центрального массива установлено, что в сумме они занимают основную долю разреза континентальной коры. Из табл. 13 также следует, что во многих частях Центрального массива метасоматические процессы происходили только на глубоких горизонтах. Фронт мигматизации в этих областях располагался достаточно глубоко в течение всего времени активизации метасоматических процессов. И только в результате последующих вертикальных движений и эрозии эти нижние горизонты стали доступны для наблюдения на многих участках Центрального массива.

Внутри эктинитов контакты между различными зонами выражены, как правило, нечетко. Параметры давления и температур сменялись, естественно, постепенно. Внутри

[1] Во французской литературе гранулитами называют граниты и гнейсы с мусковитом и биотитом.

Таблица 13

«Зонография» кристаллических сланцев [23] в сравнении с другими классификациями [см. 27].

	«Зонография»	Индексы	Преобладающие породы; текстура	Мощность, м	Грубенман и Ниггли [20]	Эскола [см. 1]	Тернер и Ферхуген [36]
Эктиниты	Неметаморфизованная или слегка метаморфизованная зона	X	Глинистые сланцы	4000	Эпизона	Фация зеленых сланцев	
	Зона верхних слюдяных сланцев	Y^2	Серицитовые и хлоритовые сланцы	3000			Мусковит-хлоритовая субфация
	Зона нижних слюдяных сланцев	Y^1	Двуслюдяные сланцы	3000	Мезозона		Биотит-хлоритовая субфация
						Альбит-эпидот-амфиболитовая фация	
	Зона верхних гнейсов	Z^2	Двуслюдяные гнейсы	4000	Катазона	Амфиболитовая фация	Силлиманит-альмандиновая субфация
	Зона нижних гнейсов	Z^1	Гнейсы только с биотитом	6000			Альмандин-диопсид-роговообманковая субфация
	Зона самых нижних гнейсов *	U	Гнейсы с кордиеритом, но без биотита				
Мигматиты	Зона эмбрешитов	M^2	Правильно слоистая, миндалекаменная	1000 **			
	Зона анатектитов	M^1	Волокнистая жилковатая, теневая	> 3000 **			
	Анатектические граниты						

* «Gneiss ultra-inférieurs» в Центральном массиве не известны.
** В куполе Агу [35].

одной и той же песчано-глинистой фации интенсивность метаморфизма изменяется также постепенно. И только когда изменение первичной осадочной фации случайно совпадает с переходом от одной метаморфической зоны к другой, эти контакты становятся более четкими.

Постепенные переходы часто наблюдаются и между эктинитами и мигматитами, несмотря на то что они образовались в результате двух различных процессов. В литературе мы даже находим специальную переходную категорию — метасоматические эктиниты. Как будет показано в следующем разделе, такие постепенные переходы между эктинитами и мигматитами наблюдаются в тех областях, в которых фронт мигматизации оставался на глубоких горизонтах метаморфических зон. Такого рода постепенные пере-

ходы, как правило, указывают на то, что региональный метаморфизм и метасоматоз — это процессы, проявляющиеся на обширных территориях, как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях, где градиенты невелики. Предположение о том, что образование эктинитов и мигматитов вызвано двумя различными процессами, не лишено оснований (опровержение этого предположения см. у Пальма [27]).

Нельзя не указать на увеличение объема пород последней из рассмотренных категорий; удельная плотность пород во время метасоматоза понижается. Хотя действительный привнос компонентов много меньше, увеличение объема пород оценивается в 50% их современного объема (например, для анатектитов гнейсового купола Агу в горах Монтань-Нуар [35]); эту же цифру называют и другие авторы.

Анатектические граниты

Мигматизация, связанная с метасоматозом, в конце концов приводит к гранитизации. Первоначально переход от кристаллических сланцев, принадлежащих мигматитовым зонам, к анатектическим гранитам происходит постепенно, напоминая постепенный переход от одной зоны кристаллических сланцев к другой, соседней с ней.

Сопутствующие мигматизации изменения объема и удельного веса пород во время гранитизации становятся еще более выраженными. Это означает, что увеличение объема в результате привноса во время метасоматоза и меньшая плотность возникающих гранитизированных пород неизбежно приводят к тектонической мобилизации глубоких горизонтов земной коры.

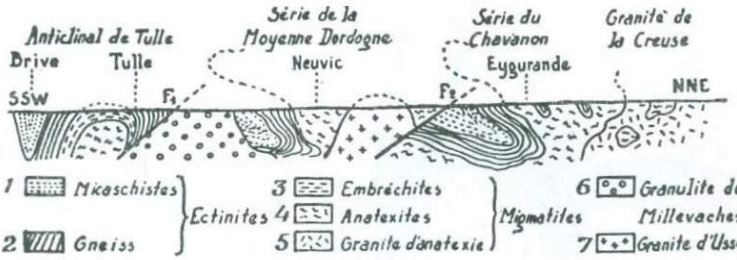
В то время как эмбрешиты и анатектические гнейсы находятся, как правило, еще в своем более или менее первоначальном положении, слагая простые купола, гранитный материал в ряде случаев приобретает значительно большую мобильность. Во многих, если не во всех случаях, он утратил свою первоначальную связь с куполом из-за превращения в псевдомагматический батолит. Внешняя форма таких батолитов зависит, по-видимому, от того, когда (относительно орогенических процессов) началось их автономное развитие.

Принципиально можно различать тектонические или синкинематические граниты и посткинематические секущие интрузии. Однако дифференциация и классификация таких гранитов довольно сложна и зачастую имеет субъективный характер. Эта дифференциация отнюдь не облегчается тем обстоятельством, что большинство участков Центрального массива испытало влияние по меньшей мере двух крупных орогенезов. Обзор различных идей классификации и генезиса гранитов Центрального массива можно найти у Ван-Моора [37].

Три примера

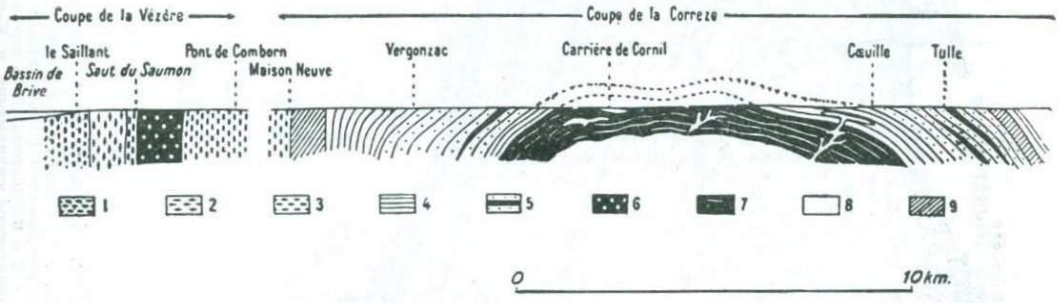
Обзор применения «зонографии» мы произведем на трех примерах. Эти примеры — антиклиналь Тюль, так называемая Среднедордонская антиклиналь и гнейсовый купол Агу (описанный Роком [31] и послуживший основой для многих последующих интерпретаций; кроме того, для купола Агу мы располагаем новой работой Шуилинга [35]). Антиклинали Тюль и Среднедордонская занимают часть широтного поперечного разреза западного сектора Центрального массива (к востоку от Брива). Купол Агу расположен в горах Монтань-Нуар и является самой южной единицей кристаллического фундамента Центрального массива.

Схематизированный поперечный разрез западной части Центрального массива (фиг. 88) демонстрирует отношения между различными единицами кристаллических сланцев и гнейсов и гранитов. Антиклиналь Тюль слагает западную часть Центрального массива и входит в Ба-Лимузен. Это правильная структура северо-запад — юго-восточного простирания; на востоке ее сечет крупный разлом Аржанта. Среднедордонская антиклиналь, отделенная от антиклинали Тюль синкинематическими гранитами Мильваш (гранулитами, по французской номенклатуре), более интенсивно деформирована и представлена только западным перевернутым крылом. Расположенная восточнее, причем даже более крупная, структура Эгюранда, также представленная опрокинутой антиклиналью, сохранилась полнее, но хуже обнажена, чем Среднедордонская антиклиналь. Последняя доступна для изучения в глубоко врезанной долине реки Дордонь и поэтому всегда используется для рассмотрения «зонографии».



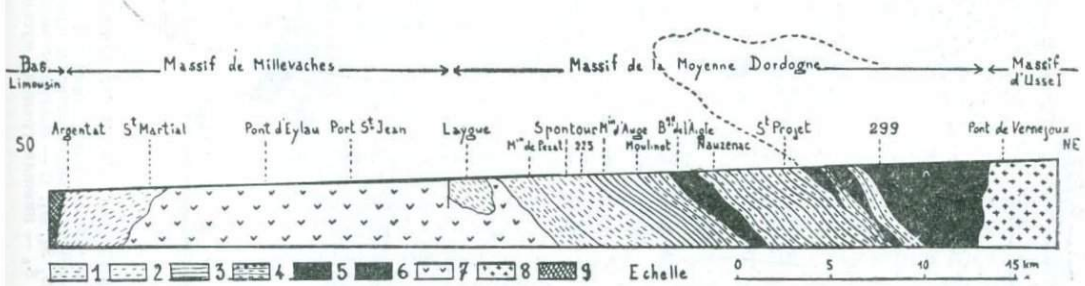
Ф и г. 88. Схематизированный разрез западной части Центрального массива [21].

Показаны взаимоотношения между главными комплексами кристаллических сланцев и гнейсов с анатектическими, синкинематическими и интрузивными гранитами. *1—2* — эктиниты: *1* — слюдяные сланцы, *2* — гнейсы; *3 — 5* — мигматиты: *3* — эмбрешиты, *4* — анатектиты, *5* — анатектические граниты; *6* — гранулиты Мильваш; *7* — граниты д'Иссель.



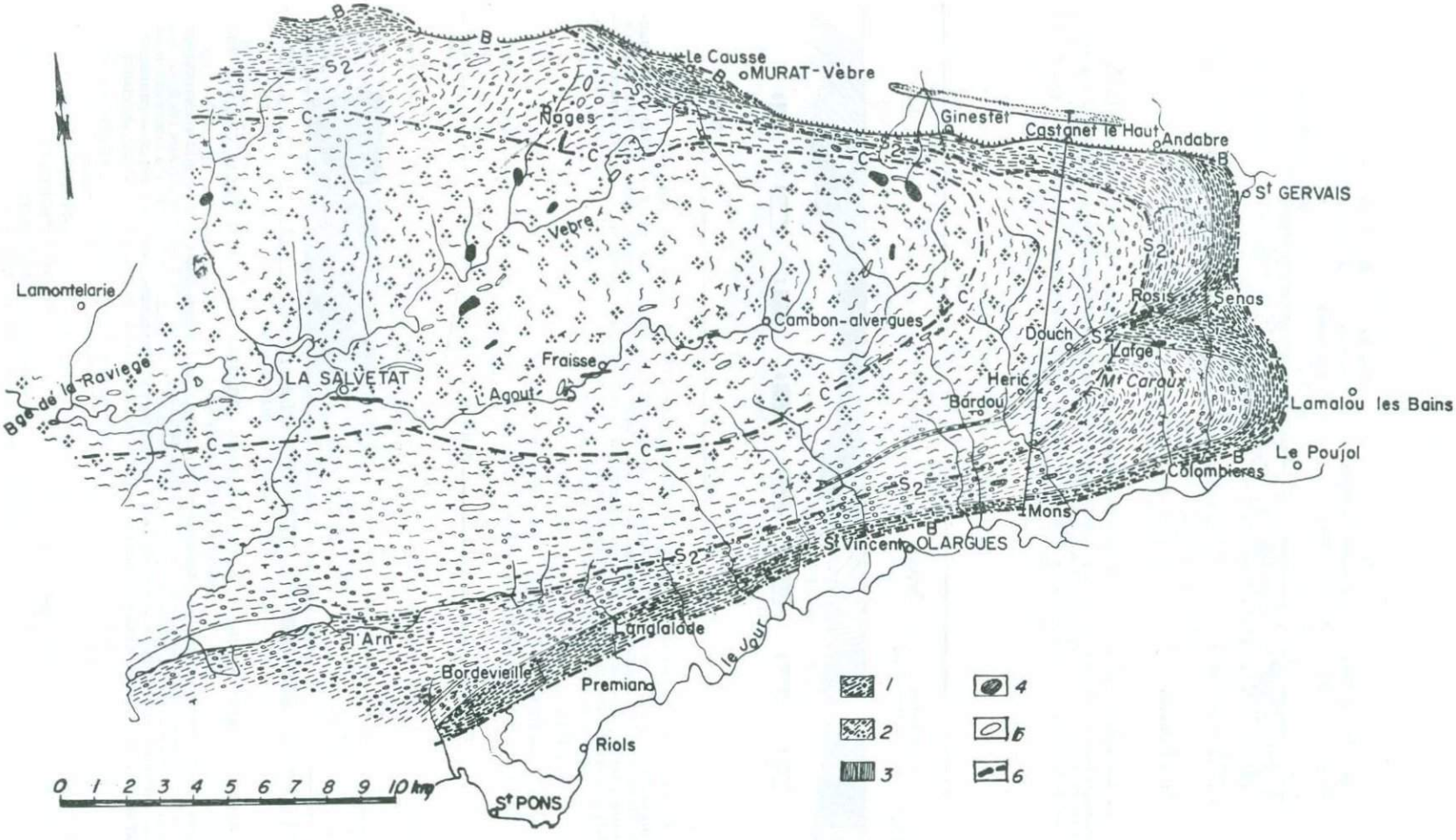
Ф и г. 89. Разрез антиклинали Тюль вдоль рек Везер и Коррез [23].

Неметаморфизированная зона: *1* — сланцы Алласак. Зона верхних слюдяных сланцев: *2* — серицитовые сланцы Донзинак. Зона нижних слюдяных сланцев: *3* — слюдяные сланцы с биотитом. Зона верхних гнейсов: *4* — двуслюдяные гнейсы; *5* — лептиниты с включениями двуслюдяных гнейсов. Зона мигматитов: *7* — эмбрешиты. Плутонические породы: *6* — синкинематические граниты; *8* — интрузивные граниты Корниль, *9* — кварцевые диориты.



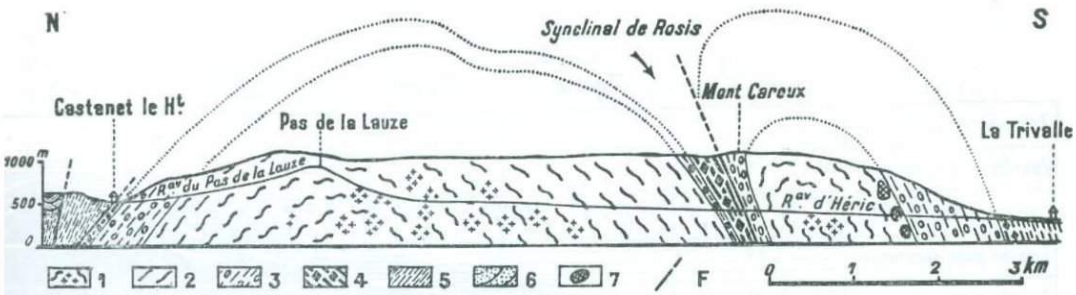
Ф и г. 90. Разрез гранитов Мильваш и антиклинали, заполненной отложениями среднедевонского возраста [31].

Разлом Аржанта сечет восточное крыло антиклинали Тюль (фиг. 89). Плутон Мильваш — синкинематические граниты. Зона нижних слюдяных сланцев: *1* — слюдяные сланцы с биотитом; *2* — серицитовые гнейсы. Зона верхних гнейсов: *3* — двуслюдяные гнейсы. Зона нижних гнейсов: *4* — гнейсы с биотитом и силлиманитом. Мигматиты: *5* — очковые эмбрешиты, *6* —анатектиты с кордиеритом. Плутонические породы: *7* — синкинематические граниты, *8* — интрузивные граниты. Милониты: *9* — зона милонитов разлома Аржанта.



Ф и г. 91. Геологическая карта восточного мыса купола Агу, Монтань-Нуар, южная часть Центрального массива [35].

Неметаморфизованные породы и зона верхних слюдяных сланцев показаны белым. *1* — зона нижних слюдяных сланцев с андалузитом; *2* — мигматиты («очковые гнейсы», анатектические гнейсы и анатектические граниты); *3* — мусковитовые граниты («гранулиты»); *4* — интрузивные граниты с андалузитом; *5* — ортоамфиболиты; *6* — циполины. B, S_1, S_2, C — изограды биотита, силлиманита 1 и 2 и кордиерита (B — верхняя граница биотита, S_1 —верхняя граница перехода андалузита в силлиманит, S_2 — нижняя граница мусковита, из которого образуются силлиманит и K-полевой шпат, C — верхняя граница кордиерита).



Ф и г. 92. Разрез северного мыса купола Агу, Монтань-Нуар, южная часть Центрального массива [35].

1 — анатектические гнейсы и граниты; *2* — анатектические гнейсы с силлиманитом; *3* — «очковые гнейсы»; *4* — нижние слюдяные сланцы с андалузитом; *5* — верхние слюдяные сланцы; *6* — стефан; *7* — ортоамфиболиты.

На схематическом разрезе хорошо видна лишь фрагментарная сохранность первоначальной серии кристаллических пород, поэтому не приходится удивляться противоречивости данных литературы, имеющейся по этой проблеме. Но все это касается корреляции и интерпретации истории отдельных единиц. В то же время внутри каждой из них, будь то антиклиналь Тюль или опрокинутое крыло Среднедордонской антиклинали, зонография весьма однозначна. Внутри каждой отдельной единицы генеральные аспекты зонографии разделяются, по-видимому, всеми исследователями.

На фиг. 89 хорошо видна та необычайная правильность, которая характеризует ненарушенные купола кристаллического фундамента. Фронт мигматизации здесь расположен в основании зоны верхних гнейсов, однако переход от эктинитов к мигматитам затушеван из-за присутствия серии лептинитов. Из мигматитов обнажена только верхняя часть — зона эмбрешитов.

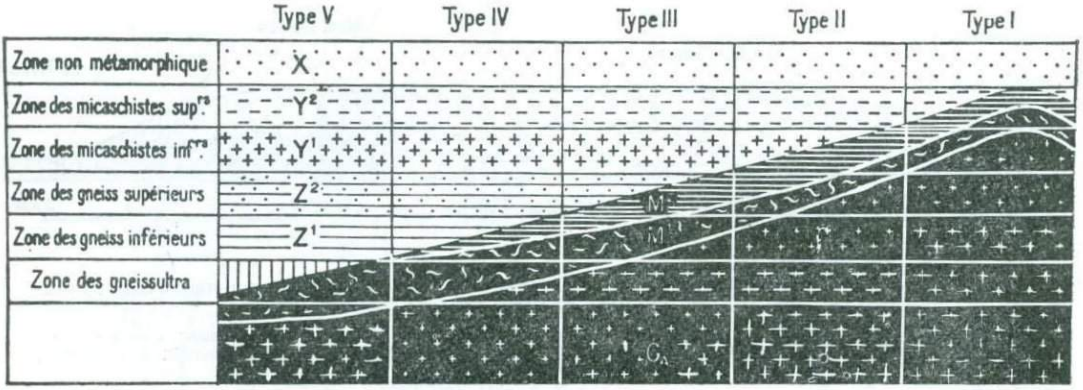
Разрез Среднедордонской антиклинали (фиг. 90), хотя и находится в тектонически перевернутом положении, также отражает правильное развитие серии кристаллических сланцев и гнейсов. Мы начинаем наблюдать эту серию только в зоне нижних слюдяных сланцев, поскольку все вышележащие элементы или разрушены эрозией, или секутся гранитами Мильваш. В нижних горизонтах разрез, однако, более полный, чем в антиклинали Тюль. Во-первых, фронт мигматизации в этой серии достиг только зоны нижних гнейсов, поэтому сохранился более полный разрез эктинитов. Во-вторых, мигматиты представлены не только включениями линз эмбрешитов в зоне нижних гнейсов, но и крупным телом анатектитов.

И наконец, последний из наших примеров — купол Агу при ближайшем рассмотрении оказывается построенным не так просто, как считалось раньше. Породы метаморфической серии, хотя и не утратили своей первоначальной сцементированности, но приобрели значительную мобильность и сместились вдоль плоскостей напластования в направлении вершины структуры. К тому же они образовали два различных поднятия, разделенных между собой узкой надвиговой зоной, так называемой синклиналью Рози (фиг. 91, 92).

Различия во взаимосвязи метаморфизма с метасоматозом

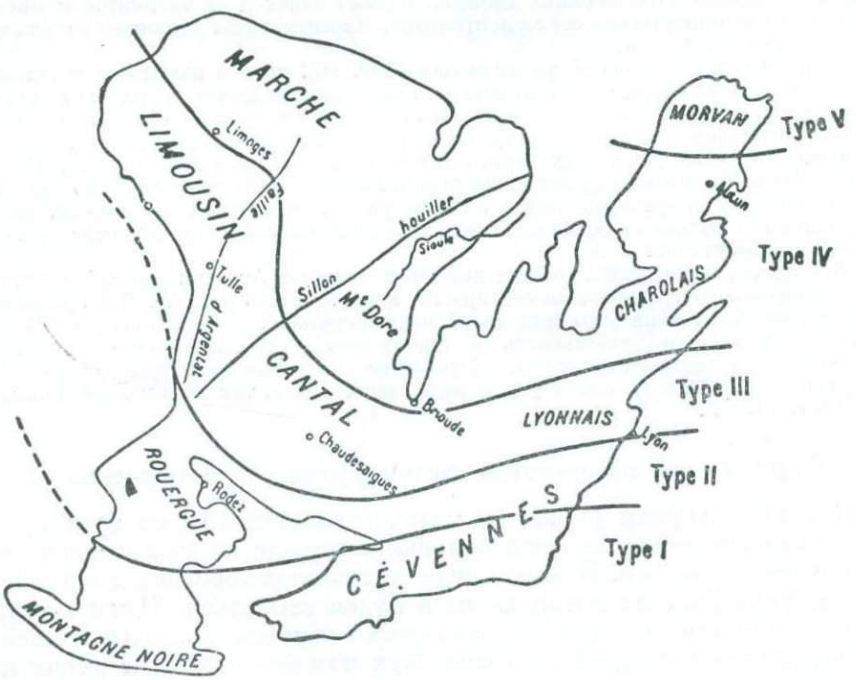
Как мы говорили раньше и только что показали на трех примерах, существуют значительные региональные вариации во взаимосвязи метаморфизма с метасоматозом. В общем виде этот вопрос хорошо разобран в сводке Юнга и Рока [23], на которую мы и будем ссылаться. Однако указанные авторы не принимают в расчет возможных осложнений этого процесса в связи с перекристаллизацией во время двух или более орогенических циклов. Последнее обстоятельство явилось предметом многочисленных исследований, проводившихся в самое недавнее время специалистами университета Клермон-Ферран; результаты исследований мы рассмотрим в следующем разделе.

На фиг. 93 и 94 показаны вариации во взаимосвязи метаморфизма и метасоматоза в Центральном массиве. Как крайний случай метасоматоз может ограничиваться самой нижней частью толщи осадочных пород, испытавших региональный метаморфизм. Следовательно, он не поднимается выше зоны



Ф и г. 93. Схематическое изображение различных уровней эктинитов, достигнутых «фронтом мигматизации» в Центральном массиве [23].

M^2 — эмбрешиты; M^1 — анатектиты; G_A — анатектические граниты. Географическое распространение типов I — V в Центральном массиве см. фиг. 94.

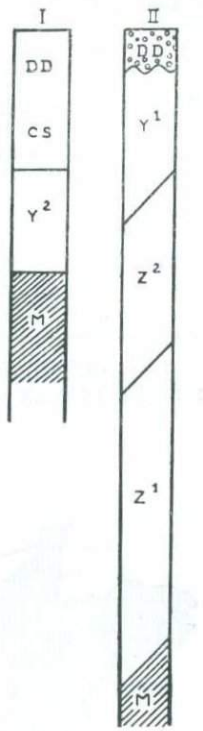


Ф и г. 94. Зоны в Центральном массиве, в которых метасоматические процессы достигли некоторых уровней метаморфических серий [23].

Уровни, достигнутые «фронтом мигматизации», см. на фиг. 93.

нижних гнейсов. Такое положение вещей мы находим в Морване, самой северной части Центрального массива, и в Вогезах. В другом крайней случае фронт мигматизации может достичь кровли эктинитов и даже зоны верхних слюдяных сланцев. Как показано на фиг. 94, такая ситуация имеет место в южной и юго-восточной частях Центрального массива, в Монтань-Нуар и Севеннах.

Пальм [27] высказал предположение, что региональные вариации в геотермическом градиенте во время метаморфизма обусловливают вариации



Фиг. 95. Схематическая стратиграфическая колонка двух типов герцинских возвышенностей в Западной Европе [22].

I — пиренейский тип; II — тип Оверни и Вогез. DD — нижний карбон в кульмской фации и девон, CS — неметаморфизованные силур, ордовик и кембрий, Y^2 — зона верхних слюдяных сланцев, Y^1 — зона нижних слюдяных сланцев, Z^2 — зона верхних гнейсов, Z^1 — зона нижних гнейсов; M — мигматиты.

уровня, достигаемого Na-мобилизацией, служащей причиной метасоматоза. Столь простое объяснение региональных изменений мощности зоны эктинитов и уровня, достигаемого метасоматозом, по крайней мере несколько снижает мистическую роль «верхнего мигматитового фронта» французских авторов.

Переход от эктинитов к мигматитам весьма постепенный в типах IV — V, где он приурочен к зоне гнейсов. Более резким он становится тогда, когда мигматизация поднимается выше и затрагивает менее интенсивно метаморфизованные породы. Весьма резким переход может быть в типе I, где от одного пласта к другому прослеживается непосредственный контакт между слюдяными гнейсами и эмбрешитами. Это неожиданное осложенние вызвано, возможно, тем, что температура в эмбрешитах значительно отличалась от температуры в перекрывающих слюдяных сланцах, и химический состав эмбрешитов в результате метасоматического привноса отличался от состава слюдяных сланцев. Следовательно, последние могут обнаруживать ореол контактового метаморфизма вокруг мигматитов.

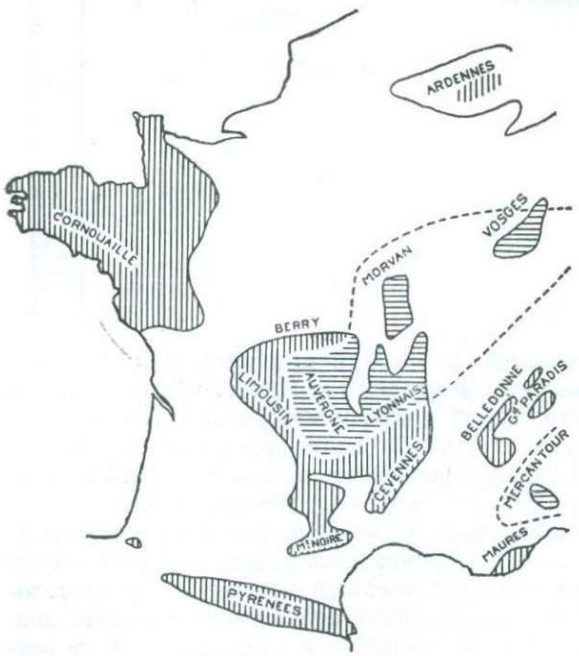
Юнг [22] продолжал развивать представление о региональных изменениях взаимосвязи между метаморфизмом и метасоматозом. Он указал на то, что области, характеризующиеся различием соотношений между метаморфизмом и метасоматозом в кристаллическом фундаменте, сохраняют их и в своей послеметаморфической палеозойской истории.

Таблица 14

Связь между метаморфизмом, метасоматозом и стратиграфией нижнего палеозоя в некоторых герцинских возвышенностях Западной Европы [22]

Пиренеи	Арморикан-ский массив	Центральный массив		
		южная часть (Монтань-Нуар)	западная часть (Лимузен)	центральная и северные части (Овернь)
Нижний карбон } Согласное Девон Силур—кембрий	Несогласное Несогласное Несогласное Бриовер	Согласное	Согласное	Несогласное Несогласное Перерыв (?)
Инфракембрий Верхние слюдяные сланцы	Верхние слюдяные сланцы	Верхние слюдяные сланцы	Верхние слюдяные сланцы	Эродировано
Мигматиты	Нижние слюдяные сланцы Мигматиты	Нижние слюдяные сланцы Мигматиты	Нижние слюдяные сланцы Верхние гнейсы Мигматиты	Нижние слюдяные сланцы Верхние гнейсы Нижние гнейсы Мигматиты

С другой стороны, в северной части Центрального массива, а также в Вогезах с их мощными зонами эктинитов присутствуют девонские и нижнекаменноугольные (в кульмской фации) серии обломочных пород, несогласно залегающие на кристаллическом фундаменте. Налицо несомненный перерыв в осадконакоплении, охватывающий силур, ордовик и кембрий. В то же время в южной части Центрального массива, в горах Монтань-Нуар, развита мощная толща нижнепалеозойских пород (четырехкилометровый разрез неметаморфизованных осадков кембрия — нижнего карбона), перекрывающих мощную серию метаморфизованных осадков. Аналогичную ситуацию мы встречаем в Пиренеях. Таким образом, ранне- и среднепалеозойская история гор Монтань-Нуар ближе к истории Пиренеев, чем к истории более северных областей Центрального массива.



Ф и г. 96. Распределение герцинских возвышенностей пиренейского типа (вертикальная штриховка) и типа Оверни (горизонтальная штриховка) в Западной Европе [22].

Юнг [22] различает два типа герцинских единиц Западной Европы: овернский и пиренейский (фиг. 95). По мнению Юнга, эта классификация может быть распространена на другие части Центрального массива и на другие герцинские единицы Западной Европы. Лимузен и Арморикан ский массив можно отнести к пиренейскому типу (табл. 14), в то

время как в Западных Альпах представлены оба типа единиц, что явствует даже из простой палеогеографической схемы герцинской Европы (фиг. 96).

Это весьма упрощает картину. Что касается, например, кристаллического фундамента, то постепенные региональные изменения взаимосвязи метаморфизма с метасоматозом в расчет не принимаются (фиг. 95, 96). Что касается последующей истории, то в раннем палеозое налицо значительные различия между Пиренеями и Монтань-Нуар, с одной стороны, и Арморикан-ским массивом (Корнуай на фиг. 96), с другой. И тем не менее, несмотря на местные осложнения, представленная на табл. 14 и на фиг. 95 и 96 схематическая классификация герцинских возвышенностей Западной Европы вполне приемлема.

Результаты новейших исследований

Результаты новейших исследований показывают, что обстановка в Центральном массиве значительно сложнее, чем это следовало из данных Юнга и Рока. Новые идеи берут начало в основном из трех областей, послуживших основой не только для значительно более детального геологического анализа, но и для более осмотрительного применения концепции минеральных фаций. Эти области расположены в северо-западной [4, 5], центральной [13] и восточной [29] частях Центрального массива.

Если не считать повсеместного развития ретроморфизма, основным открытием является, по-видимому, повторение в разрезе процессов метаморфизма и метасоматоза, очевидно, в результате проявления двух крупных орогенических циклов.

В выделенном Юнгом овернском типе герцинских возвышенностей мы встречаем свидетельства проявления докембрийской орогении — древние породы были метаморфизованы на очень раннем этапе своей истории и в раннем палеозое подверглись эрозии. В то же время в пиренейском типе герцинских возвышенностей кристаллический фундамент, судя по согласному залеганию его нижнепалеозойского чехла, был метаморфизован позже, возможно только в позднем докембрии. Фактически метаморфизм осадочных толщ, слагающих этот фундамент, проявился, видимо, только во время герцинской орогении.

В каждой из трех вышеупомянутых областей Центрального массива, расположенных между Овернью и горами Монтань-Нуар, в результате детального картирования и петрографического анализа выделяются два самостоятельных периода перекристаллизации. Эти периоды характеризуются различным стилем метаморфизма и метасоматоза. Первый период современные авторы связывают с метаморфизмом овернского типа. Развита мощная серия эктинитов; метасоматоз не выходил за пределы зоны нижних гнейсов. Кроме того, и верхняя граница мигматитов, и их стратификация согласны с текстурой вышележащей серии эктинитов. В то же время второй период перекристаллизации характеризовался преобладанием метасоматических процессов. Молодые мигматиты рассматриваются как стратиформные, что, по-видимому, является их главной характеристикой. Они присутствуют в различных слоях (или зонах), которые секутся под углом текстурами первого периода перекристаллизации.

Представляется весьма заманчивым произвести корреляцию древнего, докембрийского периода метаморфизма с кадомской орогенией Арморикан-ского массива. Полученная картина весьма напоминает ситуацию в антиклинальных зонах Арморикан-ского массива, в частности ситуацию в описанной Конье (см. стр. 140) антиклинали Корнуай. Об этом же идет речь в недавно опубликованной работе Бойе и др. [3], посвященной корреляции инфракембрия и раннего палеозоя Арморикан-ского массива, западной части Централь-

ного массива и Пиренеев. Столь же заманчиво увязать второй период метаморфизма с герцинской орогенией.

Однако весьма возможно, что этот молодой период метаморфизма значительно древнее. Например, он может быть связан с каледонской орогенией, проявления которой мы находим севернее. Не исключена и возможность того, что он еще древнее, т. е. докембрийский. Так, Петерлоньо [29] приводит подтверждения докембрийского возраста обоих периодов метаморфизма в горах Лионне.

Конечно, мы не располагаем никакими доказательствами того, что древний метаморфизм одновозрастен с кадомской орогенией Арморикан ского массива. Вполне возможно даже, что этот древний период метаморфизма Оверни не одновозрастен с метаморфизмом, который мы наблюдаем в других единицах, ныне входящих в состав Центрального массива. Не следует забывать о том, что привлекательная простота корреляций докембрия, таких, как показанная на табл. 14, покоится зачастую на почти полном отсутствии данных. Поскольку полевые работы далеко не всегда сопровождаются определениями абсолютного возраста, корреляции докембрия являются обычно не чем иным, как плодом воображения.

МОНТАНЬ-НУАР

Как уже говорилось выше, горы Монтань-Нуар, самая южная часть Центрального массива, отличаются от его основной части присутствием неметаморфизованных пород раннепалеозойского возраста. Горы Монтань-Нуар включают ядро, в котором выходит на поверхность кристаллический фундамент, купол Агу, обрамляемый с севера и юга осадочными образованиями. Важнейшим аспектом палеогеографии раннего палеозоя является фациальное сходство с Пиренеями (стр. 320).

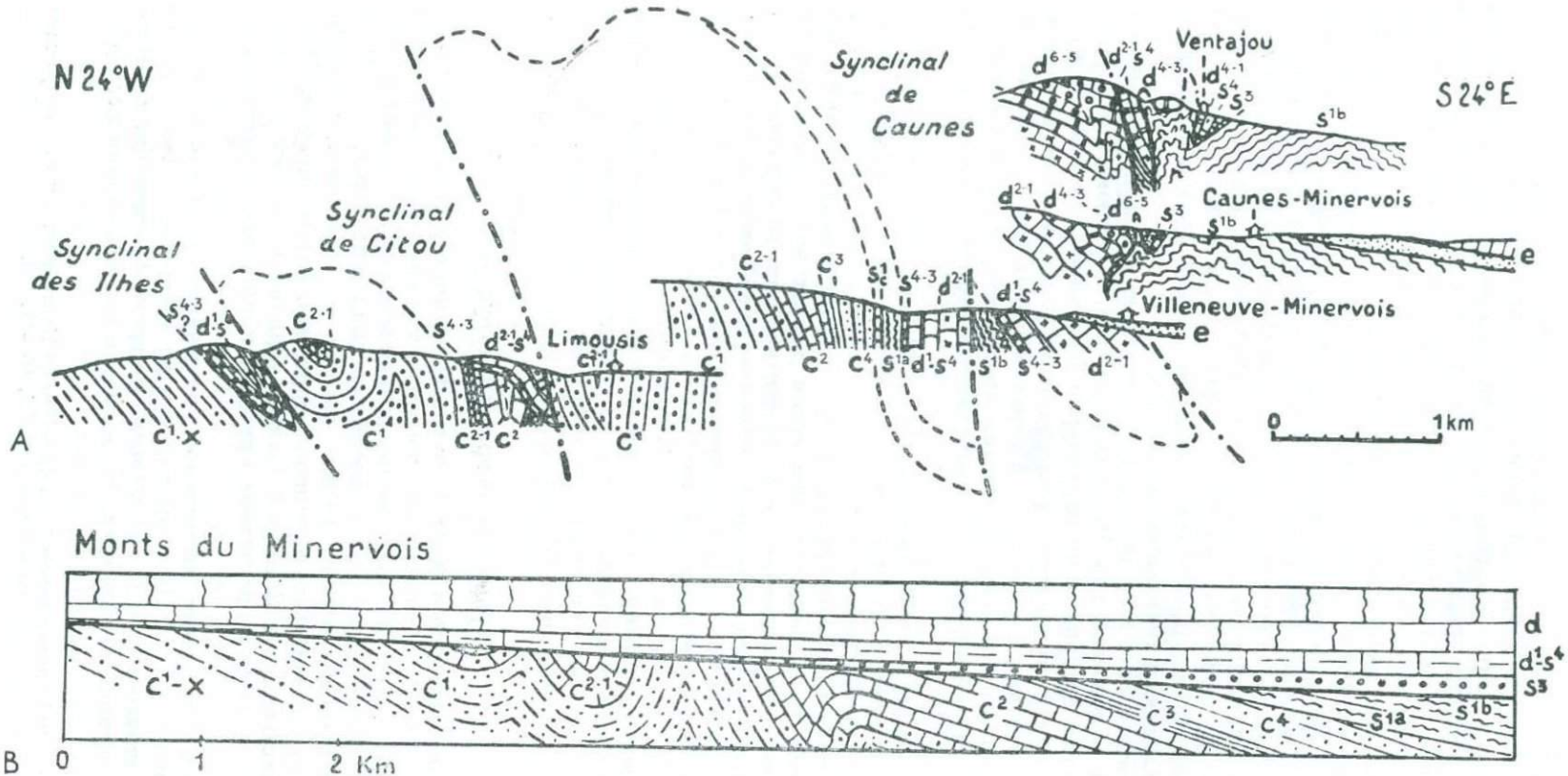
Наибольший интерес в связи с раннепалеозойской историей вызывают два вопроса: есть ли здесь признаки проявления каледонских орогенических движений и каково было направление развития покровов во время герцинской орогении?

По мнению Геза [16], на первый из этих вопросов ответа пока еще не дано. Уместнее, однако, говорить о происходивших в раннем палеозое незначительных тектонических движениях эпейрогенического характера, нежели о крупной орогении, сопоставимой с каледонскими движениями, проявившимися севернее. В ответ на второй вопрос Гез постулирует южное происхождение герцинских покровов; ныне их корневая зона скрыта под молодыми осадочными образованиями Аквитанского бассейна. С другой стороны, Деме, Ситтер и Трюмпи [см. 19] высказывают предположение о северном происхождении этих покровов.

Каледонская орогения?

Гез [15, 16, 18] считает, что орогения приурочена к раннему палеозою. Несмотря на то что эти движения происходили несколько раньше, а именно между нижним и верхним ордовиком, точнее, между аренигом и карадоком, их коррелируют с каледонским циклом.

Главным аргументом служит стратиграфия — отсутствие ландейлских отложений. Гез [18] в качестве доказательства проявления каледонской складчатости приводит также схематический тектонический разрез одной из частей гор Монтань-Нуар. На разрезе кембрийские отложения, смятые в складки типа древних структур Юры, перекрываются нескладчатыми и трансгрессивно залегающими породами карадокского и более молодого возраста (фиг. 97, нижний разрез).



Ф и г. 97. Доказательства проявления каледонской складчатости в горах Монтань-Нуар, южная часть Центрального массива [15, 16, 18].

A — современная структура; *B* — схематический разрез с нескладчатыми герцинскими структурами; c^1x — инфракембрий; c^1 — c^2 — кембрий; s^{1a} — тремадок; s^{1b-1d} — арениг; s^3 — карадок и ашгилл, s^4 — готландий; d — девон. Ныне наблюдаемая герцинская тектоническая структура ордовика и готландия (см. верхний разрез) заставляет сомневаться в наличии несогласия между нижним и верхним ордовиком (см. нижний разрез).

Казалось бы, это могло служить убедительным доказательством проявления орогенических движений, ранее приписывавшихся собственно каледонской орогении. Однако время, отводимое на проявление этих проблематичных орогенических движений и субсеквентных эрозии и пенепленизации, весьма невелико. Между предположительно складчатым аренигом и несогласно залегающим карадоком отсутствует только ландейло. В справедливости построений Геза заставляет сомневаться не только этот факт; в его аргументации есть и другое слабое место — то, что герцинские структуры нескладчатые. Проявления герцинской орогении в горах Монтань-Нуар были весьма интенсивными, о чем свидетельствует присутствие покровных структур. К тому же верхнеордовикские сланцы, и в частности готландские графитовые сланцы, играли роль отличного смазочного материала. В характеризующихся лучшей обнаженностью Пиренеях эти сланцы всегда интенсивно дислоцированы и образуют границу между двумя структурными этажами с различным тектоническим стилем.

Если, учитывая все это, сопоставить фактическую конфигурацию нижнепалеозойских отложений гор Монтань-Нуар (см. верхнюю часть фиг. 97) с гипотетической догерцинской структурой (см. ниже), то увидим, что эти два доказательства проявления раннекаледонской складчатости выглядят весьма неубедительно. Кроме того, в горах Монтань-Нуар наиболее интенсивно дислоцированные зоны образованы ордовикско-силурийскими отложениями, что не дает возможности определить их относительное первоначальное положение.

Следовательно, в горах Монтань-Нуар мы наблюдаем обстановку, аналогичную обстановке в Арморикапском массиве. То, что дифференцированные подвижки, налагавшиеся на общее геосинклинальное прогибание, были, видимо, активными, доказывается не только отсутствием отложений ландейлского возраста, но и неполным развитием других зон нижнего палеозоя. Однако вопрос о формировании в то время настоящего складчатого пояса, с субсеквентной пенепленизацией, обусловившей несогласное залегание карадокских отложений на аренигских, продолжает оставаться открытым.

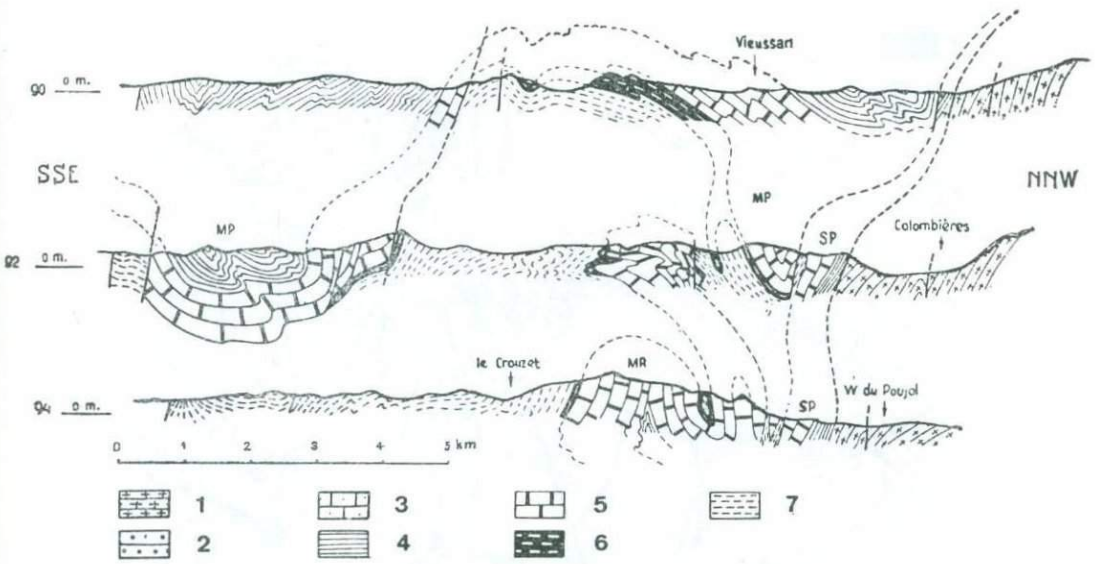
Конечно, это отнюдь не означает, что в позднем докембрии и раннем палеозое в области современных гор Монтань-Нуар не существовало континентальной коры. В то время в геосинклинальных условиях шло формирование мощной толщи сиалических пород. Отсутствие истинно орогенических движений — вовсе не свидетельство отсутствия сиалических образований и не аргумент в пользу идеи Штилле о нарастании континентов (см. стр. 23).

Герцинские покровные структуры

Факт существования в горах Монтань-Нуар покровных структур, по-видимому, не вызывает сомнений, так же как и то, что древние породы повсеместно залегают здесь на более молодых образованиях. Возраст тектонических движений определяется как постдинантский и достефанский. Следовательно, они проявлялись в течение намюра и, возможно, в вестфале и принадлежат судетской фазе герцинской орогении. Таким образом, Монтань-Нуар — единственная в Западной Европе герцинская единица, в которой, несомненно, доказано присутствие крупных покровных герцинских структур [1].

Однако в отношении местоположения корней покровов спор продолжается. Первоначально Деме высказался за северное, а Гез — за южное происхождение покровов [9]. Имевшиеся в то время фактические данные носили еще дискуссионный характер. Но на более поздней стадии исследований

[1] Аналогичный пример может быть приведен из Кантабрийских гор северо-западной Испании, в этой книге не рассматриваемых [6, 33, 10—12, 38].



Ф и г. 98. Три разреза осадочного чехла южной части гор Монтань-Нуар (южная часть Центрального массива), иллюстрирующие покровную структуру [19].

1 — докембрий; *2*, *3* — кембрий; *4* — ордовик — силур; *5* — девон; *6* — лидитовые сланцы и известняки, самые низы карбона; *7* — нижний карбон в фации кульма; МР — покров Пейру; SP — автохтонный чехол купола Агу.

Ситтер и Трюмпи, основываясь на результатах полевых работ Геза, также приняли «северную» гипотезу [19]. На фиг. 98 структура герцинских покровов в одной из частей гор Монтань-Нуар воспроизведена именно в соответствии с этой гипотезой. «Северная» гипотеза представляется более вероятной, чем «южная», поскольку в этом случае образование покровов можно объяснить с помощью гравитационной тектоники, «срывом» с Центрального массива.

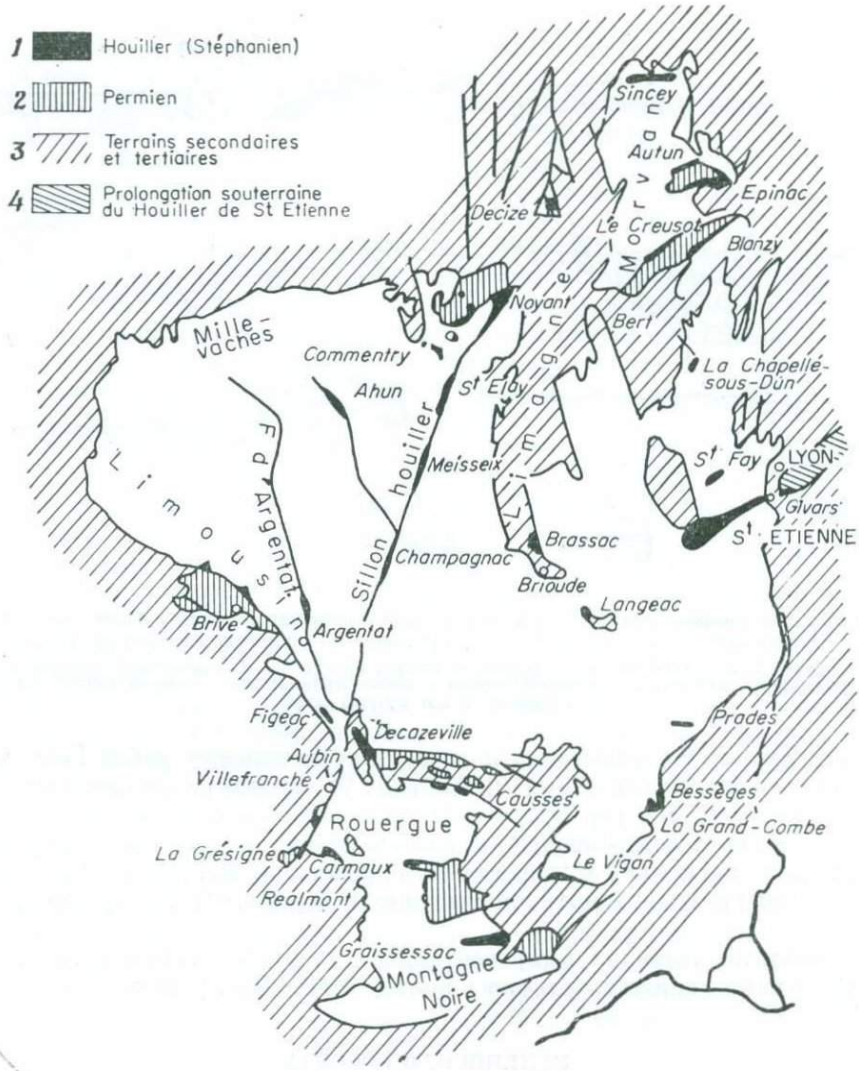
Результаты недавних микротектонических исследований в горах Монтань-Нуар также свидетельствуют в пользу северного происхождения покровов [26].

УГЛЕНОСНАЯ БОРОЗДА

Прежде чем закончить описание Центрального массива и вместе с тем описание отдельных герцинских возвышенностей Западной Европы, следует сказать несколько слов об Угленосной борозде («sillon houiller», carboniferous furrow).

Прежде всего Угленосная борозда — это длинная, прямая, узкая, почти вертикальная зона разлома, с простиранием 10° СВ. Она отделяет западную часть Центрального массива, где преобладает северо-запад — юго-восточное простирание, от его восточной части с преимущественным юго-запад — северо-восточным простиранием. Она образует биссектрису в известном большом V, образованном двумя направлениями герцинских структур Франции. Это крупнейшая тектоническая структура Западной Европы. В то же время к ней приурочено несколько небольших разобщенных угольных бассейнов. Эта обстановка схематически показана на фиг. 99.

Угленосная борозда — уникальная комбинация крупной разломной зоны с местными угольными бассейнами. В Центральном массиве есть и другие крупные зоны разломов, такие, например, как разлом Аржанта (стр. 148). Возможно, что Угленосная борозда имеет большее значение, чем другие крупные разломы, однако этот вопрос еще находится в стадии обсуждения.

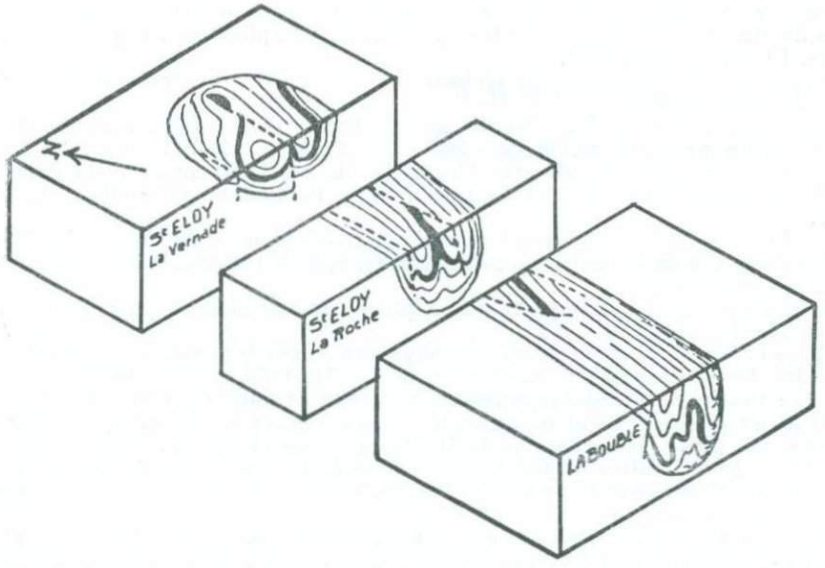


Ф и г. 99. Схематическая карта Центрального массива с Угленосной бороздой и небольшими посторогенными угленосными впадинами [стефан и (или) отен] [2].

1 — угли (стефан); *2* — пермь; *3* — мезозойские и третичные отложения; *4* — подземное продолжение угленосной толщи Сент-Этьенн.

Другие зоны разломов не сопровождаются полосой угольных бассейнов, хотя небольшие локальные угольные бассейны широко распространены в Центральном массиве, как показано на фиг. 99. Однако все они, разбросанные по разным частям Центрального массива, образованы грабеновыми структурами, ограниченными обыкновенными сбросами, о чем уже говорилось в гл. 4. Угленосная борозда имеет все признаки крупного поперечного разлома [1]. Заложившийся на ранних этапах геологической истории, во время герцинской орогении он, видимо, действовал как активный поперечный разлом. Учитывая возможный древний возраст структур, выходящих на поверх-

[1] Разлом Вильфор в юго-восточной части Центрального массива интерпретируется как поперечный разлом [37]. Несмотря на его меньшие размеры и амплитуду горизонтального смещения менее чем 10 км, он доказывает сам факт существования такого типа разломов в Центральном массиве.



Фиг. 100. Блок-диаграмма угольного бассейна Сент-Элой в северной части Угленосной борозды, Центральный массив [21].

ность в Центральном массиве, можно предположить, что он был активным даже на более ранних этапах. Однако, начиная с герцинской орогении (мы имеем в виду также и период, непосредственно следовавший за герцинской орогенией, т. е. постгерцинский этап позднекаменноугольного углеобразования), Угленосная борозда действовала только как нормальная грабеновая структура.

Как это случается со многими грабеновыми структурами, Угленосная борозда на отдельных этапах своего развития испытывала сжатие, что выразилось в довольно интенсивных, но всегда локальных тектонических деформациях стефанских отложений. Как и другие мелкие угольные бассейны, сформировавшиеся в стефанское время в Центральном массиве, каждый отдельный бассейн, развитый вдоль Угленосной борозды, имеет свою собственную историю. Каждый отдельный мелкий грабен характеризуется своей стратиграфией, своими условиями углеобразования, своими тектоническими подвижками. Примером такого небольшого угольного бассейна, приуроченного к Угленосной борозде, может служить бассейн Сент-Элой, показанный на блок-диаграмме (фиг. 100).

ЛИТЕРАТУРА

1. Barth T. F. W., Correns C. W., Eskola P., Die Entstehung der Gesteine, Springer, Berlin, 1—422, 1939.
2. Bertrand L., Histoire Géologique du Sol Français, II, Flammarion, Paris, 1—365, 1946.
3. Boyer F., Collomb P., Ovtracht A., Essai de corrélation stratigraphique dans l'Antécambrien et le Paléozoique inférieur du sud-ouest et de l'est de la France, Intern. Geol. Congr., 22nd, New Delhi, Rept., 1—9, 1964.
4. Chenevoy M., Contribution à l'étude des schistes cristallins dans la partie nord-ouest du Massif Central français, Mem. Carte Geol. France, 1—428, 1958.
5. Chenevoy M., Précisions nouvelles sur les terrains métamorphiques du Mont Pillat (Massif Central) et leur histoire cristallogénétique, Bull. Soc. Géol. France, 7 (6), 55—63, 1965.
6. Compte P., Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique, Mem. Inst. Geol. Minero Espana, 60, 1—440, 1959.

7. Demay A., Carte Géologique Schématique des Terrains Précambriens et Paléozoiques du Massif Central, 1 : 1 000 000 (Avec Notice Explicative), Imprimerie Nationale, Paris, 10 pp. + map, 1946.
8. Demay A., Tectonique antéstéphanienne du Massif Central, Mem. Carte Géol. France, 1—259, 1948.
9. Demay A., Gèze B., Réunion extraordinaire dans les Cévennes méridionales et la Montagne Noire, Comt. Rend. Soc. Géol. France, 305—371, 1950.
10. De Sitter L. U., The structural history of the southeast corner of the Paleozoic core of the Asturian Mountains, Neues Jahrb. Geol. Paläontol., Abhandl., 105, 272—284, 1957.
11. De Sitter L. U., The structure of the southern slope of the Cantabrian Mountains, explanation of a geological map with sections, sçale 1:100 000, Leidse Geol. Mededel., 26, 255—264, 1962.
12. De Sitter L. U., Hercynian and Alpine orogenies in northern Spain, Geol. Mijnbouw, 44 (11), 373—383, 1965.
13. Forestier F. H., Unités cristallophylliennes dans le Bassin du Haut-Allier, Publ. Fac. Sci. Univ. Clermont Ferrand, fasc. 2, 57—71, 1956.
14. Forestier F. H., Métamorphisme hercynien et antéhercynien dans le Bassin du Haut Allier (Massif Central français), Bull. Serv. Carte Géol. France, 271, 1—294, 1963.
15. Gèze B., Carte Géologique de la Montagne Noire et des Cévennes Méridionales au 1/200 000e (Avec Notice Explicative), Soc. Geol. France, Paris, 1—48, 1949a.
16. Gèze B., Étude géologique de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales, Mém. Soc. Geol. France, 29, 1—215, 1949b.
17. Gèze B., Les terrains cambriens et antécambriens dans le sud du Massif Central français (Montagne Noire et Cévennes méridionales), Intern. Geol. Congr., 20th, Mexico, Rept., El Sistema Cambrico, 1, 185—234, 1956.
18. Gèze B., L'Orogenese calédonienne dans la Montagne Noire (sud du Massif Central français) et les régions voisines, Intern. Geol. Congr., 21st, Copenhagen, Rept. Session, Norden, 19, 120—125, 1960.
19. Gèze B., De Sitter L. U., Trümpy R., Sur le sens de déversement des nappes de la Montagne Noire, Bull. Soc. Géol. France, 6 (2), 491—533, 1952.
20. Grubenmann U., Niggli P., Die Gesteinsmetamorphose, 1, Borntraeger, Berlin, 1—539, 1924.
21. Jung J., Géologie de l'Auvergne et de ses confins bourbonnais et limousins, Mém. Carte Géol. France, 1—372, 1946.
22. Jung J., Zonéographie et âge des formations crystallophylliennes et des massifs hercyniens français, Bull. Soc. Géol. France, 6 (3), 329—339, 1953.
23. Jung J., Roques M., Introduction à l'étude zonéographique des formations crystallophylliennes, Bull. Serv. Carte Géol. France, 235, 1—62, 1952.
24. Lapadu-Hargues P., Les massifs de la Margéride et du Mont Lozère et leurs bordures, Bull. Serv. Carte Géol. France, 222, 397—532, 1947.
25. Mathieu G., Un tableau stratigraphique du Primaire sur le bord du Bassin d'Aquitaine, Bull. Soc. Géol. France, 7(2), 11—20, 1961.
26. Mattauer M., Arthaud F., Proust F., La structure et la microtectonique des nappes herciennes de la Montagne Noire, In J. P. Schaer, Editor, Colloque Étages Tectoniques, Baconniere, Neuchâtel, 229—241, 1967.
27. Palm Q. A., Les roches cristallines des Cévenne médianes à l'hauteur de Largentière (Ardèche), Geol. Ultraiectina, 3, 1—121, 1957.
28. Pavillon M. J., Routhier P., Prélude à une typologie des massifs granitiques, Bull. Soc. Géol. France, 7(4), 888—897, 1963.
29. Peterlongo J. M., Les terrains cristallins des Mont du Lyonnais (Massif Central français), Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont Ferrand, 4, 1—187, 1960.
30. Raguin E., Géologie du Granite, 2e ed. Masson, Paris, 1—275, 1957.
31. Roques M., Les schistes cristallins de la partie sud-ouest du Massif Central, Mém. Carte Géol. France, 1—527, 1941.
32. Roques M., Itinéraires géologiques en Auvergne, Le Touriste en Auvergne (Éd. Bussac, Clermont-Ferrand), 26, 1—42, 1958.
33. Rupke J., The Elsa nappe, Cantabrian Mountains, Spain, Leidse Geol. Mededel., 32, 1074, 1965.
34. Rutten M. G., Ginérites of the Mont Dore, central France, Geol. Mijnbouw, 41, 351—355, 1962.
35. Schuiling R. D., Le dôme gneissique de l'Agout (Tarn et Hérault), Mém. Soc. Géol. France, 91, 1—59, 1961.
36. Turner F. J., Verhoogen J., Igneous and Metamorphic Petrology, 2nd ed. McGraw-Hill, New Vork, N. Y., 1—694, 1960.
37. Van Moort J. C., Les roches cristallophyllienes des Cevennes et les roches plutoniques du Mont Lozère, Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont Ferrand, and Thesis Univ. Utrecht, 1—272, 1967.
38. Van Veen J., The tectonic and stratigraphic history of the Cardaño area, Cantabrian Mountains, northwest Spain, Leidse Geol. Mededel., 35 (1966), 45—103, 1965.

ГЛАВА 9

Альпийская Европа. Введение в проблему

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ И ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНАЯ АЛЬПИЙСКАЯ ЕВРОПА

В гл. 1 мы уже говорили о том, что как единица альпийская Европа значительно больше двух других главных подразделений, поскольку ее структура тесно связана с рельефом. С точки зрения тектоники альпийская Европа охватывает регионы, подвергшиеся складкообразованию во время альпийской орогении. С физико-географической точки зрения эти складчатые пояса все еще являются горными областями, поскольку последовавшее за орогенией поднятие происходило в сравнительно недавнее геологическое время.

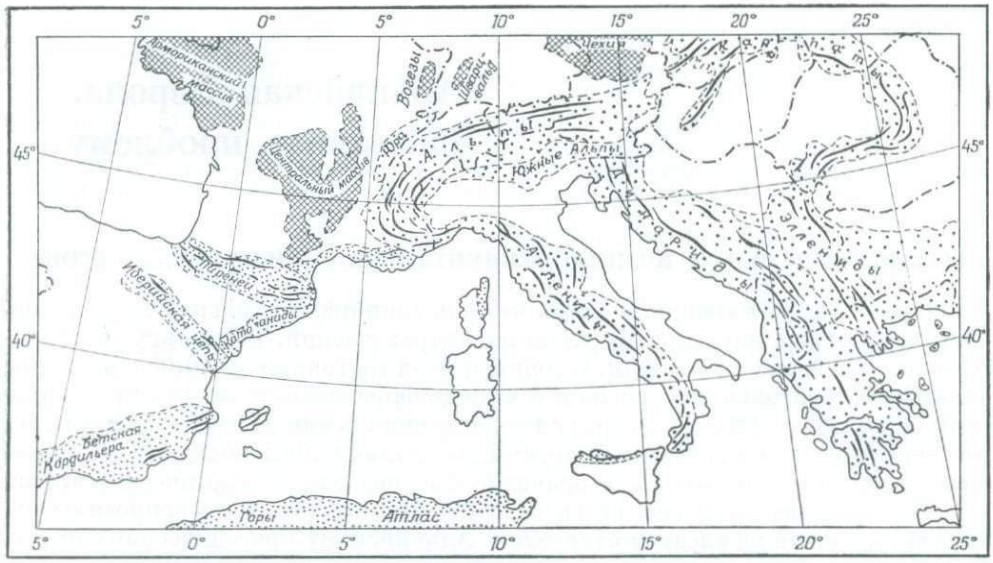
Тем не менее пока еще не выработано единого мнения в вопросе о том, что́ следует и что́ не следует относить к Альпийскому орогеническому поясу. Хотя большая часть этой горной цепи сформировалась из истинно геосинклинального бассейна — Тетиса, ее некоторые отдаленные участки явно эпиконтинентальные, судя по доорогенической истории осадконакопления. Другие цепи развивались не в истинных геосинклиналях, а в бассейнах, окруженных со всех сторон сушей. В третьих цепях, типичным примером которых служат горы Юра, эпидермальная складчатость только сорвала и смяла в складки мезозойский чехол, не имеющий видимой связи со своим герцинским фундаментом. Некоторые авторы хотят ограничить применение термина «альпийский» лишь истинно геосинклинальными участками и, следовательно, использовать термин «альпийская Европа» в узком смысле.

Однако, как это часто случается в геологии, различия оказались не столь резкими, как это можно было бы ожидать. Например, как будет показано ниже, в швейцарских Альпах северные элементы, образованные покровами гельветид, в некоторых местах являются промежуточными между южными элементами швейцарских Альп, пеннидскими покровами и горами Юра. В настоящее время мы рассматриваем гельветские покровы как миогеосинклинальные, а пеннидские — как эвгеосинклинальные. Но в более ранней литературе, например в работе Гейма [16], содержатся указания на эпиконтинентальный характер мезозойских образований гельветид. Различие заключается фактически только в количественной оценке — мощность мезозойских отложений достигает одного километра в горах Юра и нескольких километров в гельветидах. По структуре покровы гельветид также относятся к складчатым поясам эпидермального типа.

Таким образом, в пределах горных цепей, претерпевших складкообразование во время альпийской орогении, мы наблюдаем почти непрерывное изменение условий от эпиконтинентальных и миогеосинклинальных до эвгеосинклинальных. Учитывая это, а также другие характеристики, такие, как предположительное замыкание осадочного бассейна со всех сторон сушей, термин «альпийский», видимо, лучше использовать в широком смысле, включая в понятие «альпийская Европа» все регионы, претерпевшие складкообразование во время альпийской орогении.

ПЕРЕЧЕНЬ ЭЛЕМЕНТОВ АЛЬПИЙСКОЙ ЕВРОПЫ

Альпийская Европа пересекает южную часть континента, простираясь вдоль всей северной границы Средиземного моря (фиг. 101). В то же время ее африканский аналог, выступающий в южном побережье этого моря,



Ф и г. 101. Генерализованная карта альпийской Европы с основными подразделениями.

приурочен только к западной части Средиземноморья (Атлас, северная часть Марокко, Алжир и Тунис).

Крайний западный элемент главной альпийской цепи мы находим на юге Испании, в Бетской Кордильере. Он прослеживается в восточном направлении от Гибралтара, причем вначале как более или менее параллельный побережью. Там, где линия побережья поворачивает на север, Кордильера обрывается в Средиземное море между городами Картахена и Аликанте.

На севере Испании по обе стороны от франко-испанской границы протягивается второй элемент альпийской Европы — Пиренеи. Как мы уже показали, окружение его сушей, вклинивание между коровыми массивами Франции и Иберийского полуострова, требуют решения ряда вопросов номенклатуры. Хотя Пиренеи — крупная горная цепь, обладающая, по крайней мере на отдельных участках, покровной структурой, некоторые тектонисты выражают сомнения в отношении ее истинно орогенического положения. Однако данные палеомагнитных исследований предоставляют свидетельства регионального континентального дрифта Пиренеев, сопоставимого с дрифтом Южных Альп (стр. 315), так что современное положение Пиренеев, окруженных ныне со всех сторон сушей, возможно, не имеет ничего общего с их ранней геосинклинальной историей. Это, безусловно, значительно облегчило бы трудности, с которыми мы сталкиваемся при создании тектонических номенклатур.

Между Бетской Кордильерой на юге и Пиренеями на севере расположено несколько небольших альпийских цепей; все они относятся к типу гор Юра. Наиболее известны из них Каталонские горы, протягивающиеся вдоль побережья Средиземного моря на юго-запад от Барселоны. Другая цепь, Иберийские горы, обрамляет с юга бассейн Эбро и протягивается в общем в северо-запад — юго-восточном направлении. Как и в горах Юра, триас представлен здесь германской фацией; мощные прослои средне- и верхнетриасовых гипсов облегчали образование складок эпидермального типа. Однако в противоположность горам Юра фундамент в обеих цепях достигает поверхности.

Восточнее Испании главная альпийская цепь Бетской Кордильеры коррелируется с Балеарскими островами, в первую очередь с Мальоркой. Области альпийской орогении принадлежит и восточная Корсика. Однако струк-

турные связи с Балеарскими островами и французскими Альпами пока еще не ясны.

Многие альпийские структуры Пиренеев можно проследить так же в южной Франции — в широтных структурах, развитых вдоль побережья Средиземного моря. Они пересекают Рону и продолжаются в Нижнем Провансе, который также испытал складчатость в пиренейскую фазу альпийской орогении.

Теперь мы приближаемся к главному элементу альпийской Европы — собственно Альпам. Самые южные цепи Западных (французских) Альп характеризуются северо-запад — юго-восточным простиранием, резко противоположным широтному простиранию структур Нижнего Прованса.

На своей южной оконечности (где Западные Альпы, между прочим, значительно заходят на территорию Италии), они секутся линией побережья. Эта часть Средиземноморья — Лигурийское море — образует молодой бассейн прогибания, развившийся только после альпийской орогении.

С физико-географической точки зрения горы вокруг Генуи, по-видимому, свидетельствуют о существовании прямой связи между южной частью Западных Альп и северо-западной частью Апеннин, образующих становой хребет Апеннинского полуострова. Однако в структуре такая связь не выражена. В настоящее время принято рассматривать Западные Альпы и Апеннины как два различных элемента альпийской Европы. Они разделены узкой зоной Сестри — Вольтаджио (стр. 274).

В южной оконечности Апеннин обстановка, по-видимому, яснее. Почти нет сомнений в том, что Апеннины связаны с Атласом северного Туниса через северную часть острова Сицилия.

Простирание Западных Альп изменяется уже на юге Франции, в Кастелланской дуге. У границы Франции и Швейцарии простирание Западных Альп становится северо-восточным, а в Австрии — широтным (фиг. 102).

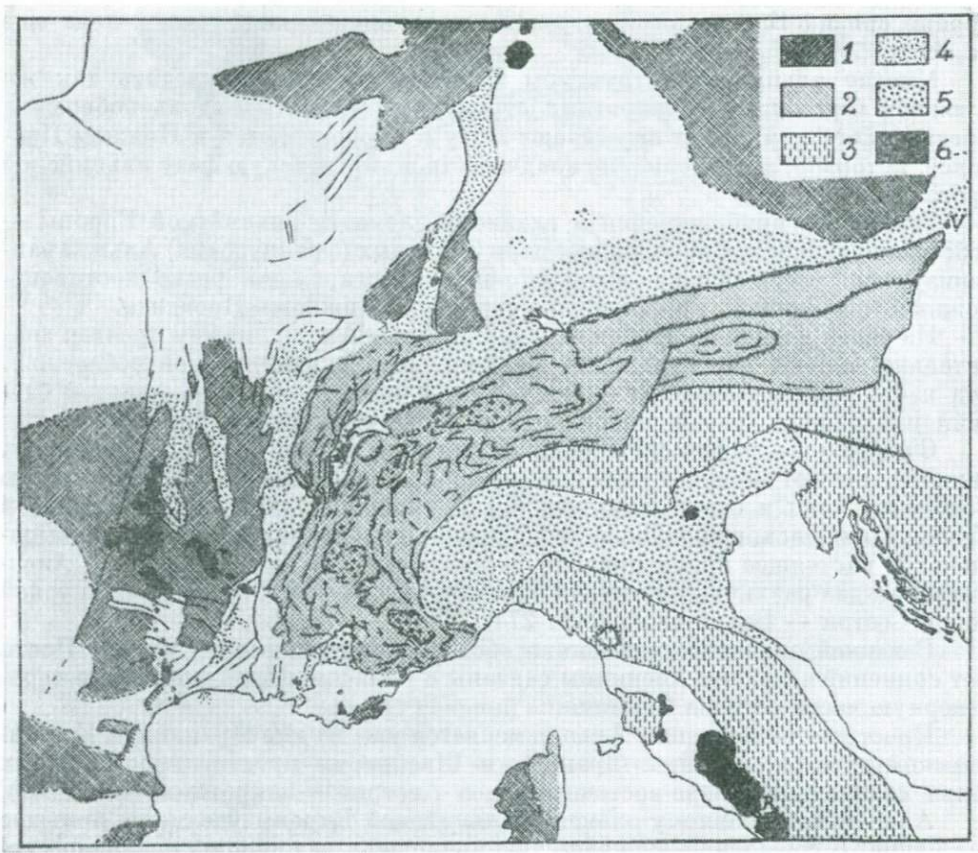
Альпам как главному элементу альпийской Европы уделяется большое внимание. К сожалению, это зачастую приводит к различному семантическому использованию региональных наименований. Худшие примеры такого рода указаны в следующем разделе, после перечисления элементов Западной Европы.

В северо-восточной части собственно Альп Восточные Альпы, возможно, связаны с Карпатами. Трудности корреляции обусловлены замаскированностью низменностями, обрамляющими Венский бассейн.

Вдоль юго-восточной границы Альп мы находим другую резко выраженную границу, сопоставимую с границей между цепями Нижнего Прованса и цепями Западных Альп. Альпийские цепи Югославии характеризуются северо-запад — юго-восточным простиранием, параллельным побережью Адриатического моря. На северо-западе эти цепи — Динариды — образуют резкую границу с простирающимися широтно Южными Альпами. Как мы покажем дальше, эта резкая естественная граница в литературе замаскирована из-за значительной путаницы в понятиях «Южные Альпы» и «Динариды».

Восточнее с тем же простиранием следуют эллиниды, занимающие большую часть территории Греции и Болгарии [3, 21, 22].

Последним из элементов альпийской Европы являются горы Юра, расположенные на северо-западе от Альп, во Франции и Швейцарии. Горы Юра сыграли большую роль в развитии наших представлений о складчатости и образований надвигов. Благодаря их небольшим размерам решение вопроса об их структуре не было сложным. Тектонические структуры прекрасно обнажены в долинах глубоко врезанных рек; к тому же очень давно несколько крупных хребтов были пронизаны железнодорожными туннелями. Структуры, встреченные в этих туннелях (фиг. 220—222), оказались отличными от тех, которые ожидали встретить, судя по экстраполяциям на земной поверхности. Было доказано существование уже предполагавшейся по дан-



Ф и г. 102. Основные тектонические линии французских, швейцарских и Восточных Альп и Юры [13].

1 — герцинские массивы (Пиренеи и каталониды, по мнению Гогеля, к альпийской Европе не относятся); *2* — Альпы sensu stricto (крестиками показаны основные срединные массивы); *3* — Южные Альпы, Динариды и Апеннины; *4* — олигоценовый грабен; *5* — молассовые бассейны; *6* — верхнетретичные и четвертичные вулканические породы.

ным полевых наблюдений крупной надвиговой поверхности в основании разреза осадочных отложений мезозоя. Эта поверхность отделяет складчатый «эпидермис» от фундамента. Горы Юра с тех пор рассматриваются как типичная область проявления эпидермальной тектоники.

АЛЬПЫ И НОМЕНКЛАТУРА

Прежде чем перейти к рассмотрению главной части альпийской Европы — собственно Альп, необходимо сказать несколько слов об имеющемся в литературе разном понимании номенклатур.

Исторически сложилось так, что интерес всегда вызывали центральные, а именно швейцарские Альпы. Поэтому для многих геологов слово «Альпы» является эквивалентом слова «швейцарские Альпы».

Как мы далее покажем, другие части этой горной цепи нуждаются в более детальном изучении. Отнюдь не являясь точной копией центральной части, они тем не менее воспроизводят важнейшие особенности швейцарских Альп и в то же время демонстрируют структуры, весьма или даже совсем отличные от структур центральной части цепи. Само собой разумеется, что швейцарские Альпы дали материал для блестящего синтеза структуры склад-

чатого пояса, сложенного несколькими системами покровов. Поэтому в историческом аспекте предпочтение, оказываемое им, вполне понятно. Однако в настоящее время мы не должны закрывать глаза и на информацию, которая может быть получена из других частей этой горной цепи.

Если рассматривать швейцарские Альпы как центральную часть этой горной цепи, необходимо принять трехчленное деление ее на Западные (или французские), швейцарские и Восточные (или австрийские) Альпы. Однако структура французских и швейцарских Альп в общем довольно близка и в то же время она заметно отличается от структуры Восточных Альп. Поэтому многие авторы предпочитают двухчленное деление на Западные и Восточные Альпы. При таком двухчленном делении большая часть швейцарских Альп, системы гельветских и пеннидских покровов принадлежат Западным Альпам, в то время как австрийские покровы в восточной Швейцарии, на юге ФРГ и в Австрии относятся к Восточным Альпам.

Австрийские покровы (английский эквивалент немецких «восточноальпийских покровов») не имеют ничего общего с Южными Альпами. Это обозначение используется только потому, что большая часть «восточноальпийских покровов» находится в Австрии. Это название относится ко времени Карла Великого, когда варвары опустошили средиземноморские страны, а цивилизованная Европа «сохранилась» севернее, на месте современных Франции, ФРГ и ГДР. Завоевав Саксонию и Богемию, Карл Великий создал военную буферную зону к югу от Дуная, так называемую Австрийскую марку, от которой и берет свое название современная Австрия [19].

Нижнюю часть системы Австрийских покровов зачастую называют гризонидами, в частности так ее называет Штауб [23]. Однако в настоящей работе они включены в австриды.

В схеме трехчленного деления Альп швейцарские Альпы естественно рассматриваются как «центральные», из-за их положения между французскими и австрийскими Альпами. Однако от такого деления, на первый взгляд столь логичного, следует отказаться, поскольку в литературе на немецком языке термин «Центральные Альпы» используется в совершенно ином смысле. Помимо указанного трехчленного поперечного деления, Альпы подразделяются и в продольном направлении, поскольку они характеризуются отчетливо выраженной продольной зональностью. В Восточных Альпах главные подразделения этой продольной трехчленной зональности называют (с севера на юг) Северными Известняковыми Альпами, Центральными Альпами и Южными Альпами.

Поэтому при поперечном расчленении для центральной части альпийской цепи лучше использовать термин «швейцарские Альпы», оставляя термин «Центральные Альпы» для продольной центральной зоны Восточных Альп.

Как мы уже говорили, северная продольная единица Восточных Альп носит название Северные Известняковые Альпы. Этот термин должен быть закреплен за австридами. Гельветиды Швейцарии, также преимущественно известняковые и также занимающие более северное положение внутри альпийской горной цепи, принадлежат тем не менее иной тектонической единице, именуемой Высокие Известняковые Альпы.

Другая традиция связана с применением терминов «Южные Альпы» и «Динариды». К пониманию того, что между этими терминами нет взаимосвязи, пришли совсем недавно. Это объясняется тем, что в течение долгого времени влияние геотектонических теорий превалировало над результатами полевых наблюдений.

Теория требовала от орогении симметричности: геосинклинальный бассейн, зажатый между двумя тисками, — такова модель знаменитого двухстороннего орогена, положенная, с различными изменениями, в основу большинства теорий о структуре Альп.

В соответствии с этим считалось, что, в противовес надвинутым на север гельветидам, пеннидам и австридам, к югу от корневой зоны должна существовать система покровов, надвинутых в южном направлении. Считалось, что эта направленная на юг система надвигов «позорно» узка, и Южные Альпы, расположенные в основном в северной Италии, не содержат хорошо развитых покровов. Но, к счастью, такие покровы оказались на Балканском полуострове, в Динаридах. И не соответствующая теоретическим стандартам узкая зона Южных Альп была объединена с Динаридами. Таким образом, теория двухстороннего орогена была спасена.

Этому закону геотектонической теории следовали многие полевые геологи. Во всей более ранней литературе следует проводить четкое разграничение между динаридами, представляющими собой то, что раньше называли Южными Альпами, и истинными Динаридами Югославии. Например, еще в 1947 г. одна из работ Ситтера была названа «Антитеза Альпы — Динариды», хотя в действительности она была посвящена только вопросу о различиях между Ломбардскими Альпами, являющимися частью Южных Альп, и покровами пеннид [10]. Следовательно, еще в 1947 г. большинство австрийских геологов огульно объединяли Южные Альпы и Динариды.

В западной части альпийской цепи следует провести дифференциацию двух других терминов —«Предальпы» и «Субальпы». Предальпы расположены в основном в западной Швейцарии, между Женевой и Берном. Существуют значительные разногласия как в отношении их происхождения, так и в отношении их связи с другими альпийскими единицами (стр. 224). В то же время французские Субальпы почти всеми исследователями рассматриваются как эквивалент швейцарских гельветид. Они характеризуются значительно меньшей амплитудой надвигания, и если не по-настоящему автохтонны, то по крайней мере параавтохтонны. Этот вопрос будет рассмотрен ниже (стр. 243—255).

Здесь важно отметить, что они значительно ниже основных французских Альп. Поэтому их называли Периальпийскими или Предальпийскими цепями. Однако в последние годы, чтобы избежать путаницы со швейцарскими Предальпами, это название сменили на Субальпийские цепи.

Но прилагательное «предальпийский» используется еще и в другом смысле — для обозначения возраста осадочных пород, тектонических движений, структур. В общем все, что принадлежит альпийскому орогеническому циклу, а не только альпийской орогении, называют «альпийским», а все более древнее —«предальпийским». Это, конечно, отнюдь не означает, что все «альпийские» процессы имеют один и тот же возраст. Например, разрез альпийских осадочных пород начинается пермским веррукано и заканчивается эоценовым флишем. Вместе с тем альпийские движения происходили, как правило, только в конце этого периода.

Таким образом, покровы Предальп нельзя называть «предальпийской» структурой, хотя они и сложены целиком альпийскими осадочными породами. Предальпами они могут называться только в географическом смысле.

Еще одно различие в номенклатуре связано с обозначением предальпийских ядер во французских и швейцарских Альпах. В Швейцарии для их обозначения выделена специальная категория —«центральные массивы», которые, как полагают, являются более или менее автохтонными. Они расположены между системами покровов гельветид и пеннид. Этот термин возник в связи с созданной в XIX в. Бухом теории, согласно которой орогенез обусловлен вулканизмом. Центральные массивы, по мнению Буха, представляют собой эродированные некки центральных «кратеров поднятия», вокруг которых осуществлялось складкообразование Альп.

Но пеннидские покровы также содержат ядра предальпийского кристаллического фундамента, которые, однако, в процессе альпийской орогении

претерпели мобилизацию [1], переместились и были включены в состав альпийских структур. В Швейцарии предальпийские кристаллические ядра отдельных пеннидских покровов, как правило, не обозначаются.

В то же время во французских Альпах выделяются внешние массивы («massifs externes») и внутренние массивы («massifs internes»). Первые соответствуют центральным массивам Швейцарии, в то время как вторые представляют ядра, состоящие из предальпийских пород, пеннидских покровов.

Как это часто бывает с такого рода семантическими различиями, изменчивость номенклатуры диктуется изменчивостью в геологии. В швейцарских Альпах каждый пеннидский покров сложен кристаллическим предальпийским ядром, окруженным относительно маломощным ореолом мезозойских осадков. Вначале геологи пытались интерпретировать структуру покровов как единое целое, включающее и ядро, и ореол. В то же время во французских Альпах альпийские осадочные образования играют относительно гораздо большую роль и кристаллические ядра отдельных покровов разобщены отчетливее. На картах они выглядят как отдельные кристаллические ядра и рассматриваются соответственно всегда раздельно.

Раздел о номенклатуре написан для того, чтобы напомнить всем знакомящимся с литературой по Альпам о различиях в толковании одних и тех же терминов прежними и современными авторами, а также авторами различных национальностей. Можно было бы перечислить еще множество ловушек подобного рода, но вернемся к собственно геологии, к породам и их интерпретации.

ПОКРОВНЫЕ СТРУКТУРЫ

Альпы известны прежде всего как первый складчатый пояс, в котором была выявлена преобладающая роль покровных структур. В историческом аспекте эта концепция получила развитие в швейцарских Альпах во второй половине XIX в. По данным полевых наблюдений впервые пришли к выводу о существовании крупных субгоризонтальных надвигов там, где толщи более древних пород покоятся на более молодых образованиях. В последующем это привело к созданию концепции покровов. Существование региональных надвигов было доказано в середине XIX в. швейцарским геологом Линтом. Однако это открытие было опубликовано только после его смерти в 1878 г. его учеником Геймом [14].

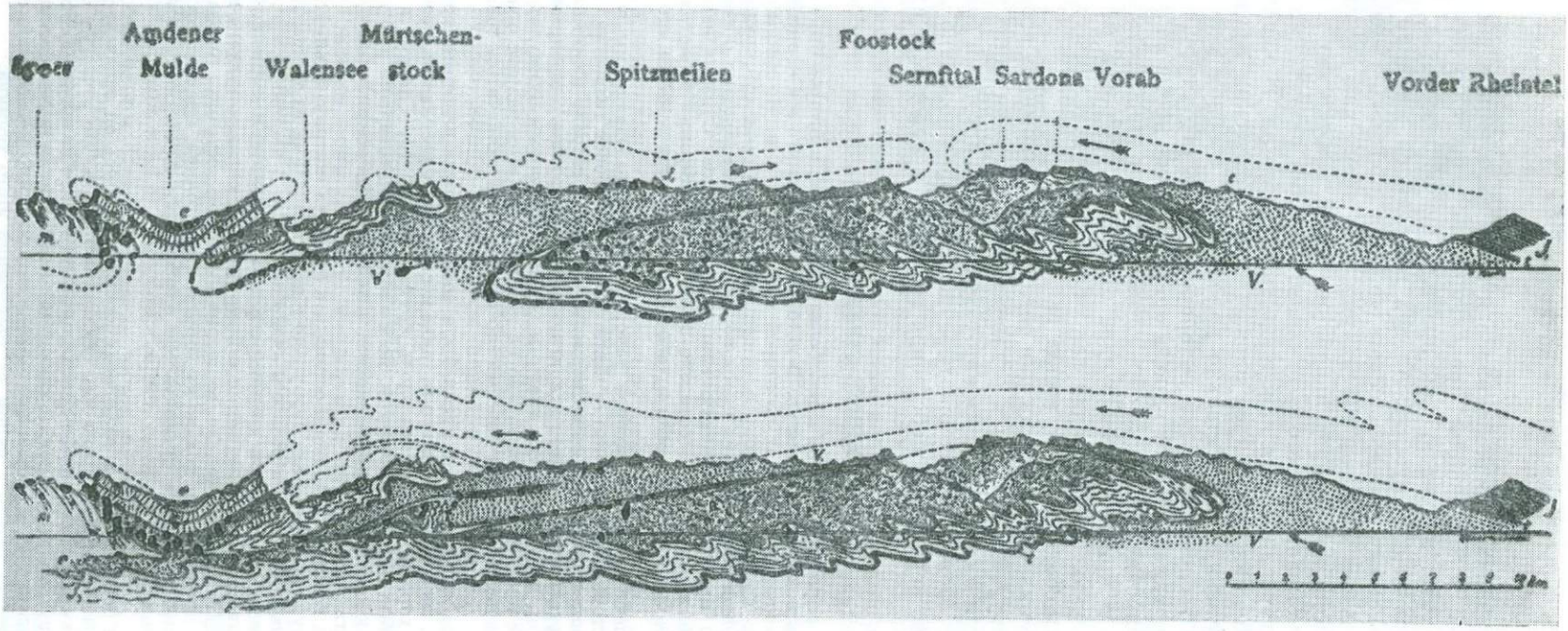
С наиболее впечатляющим примером такого надвигообразования мы встречаемся в горах Гларус (восточная Швейцария) — части системы покровов гельветид. В надвиге Гларус почти горизонтально залегающие пермские породы в широко известных фациях континентальных красноцветных слоев и конгломератов (верруканo) перекрывают более молодые образования, представленные главным образом эоценовым нуммулитовым флишем. Надвиг Гларус прослеживается на многие километры; в этом разрезе относительно ненарушенные пермские отложения повсеместно залегают на складчатых толщах более молодых пород.

Надвиги такого масштаба в то время были совершенно не известны; трудно было постичь и механизм, способный производить такие неслыханные революции в земной коре. Но надвиг Гларус хорошо наблюдался вдоль крутого склона гор Гларус, и Эшер фон дер Линт, который был не только геологом, но и альпинистом, совершил несколько известных восхождений к характерным обнажениям. И только тогда все инакомыслящие были вынуждены признать этот феномен.

Надвиг Гларус все еще продолжает оставаться одной из «витрин» альпийской геологии. Различие между красноцветными верруканo и подстилающими их толщами беловато-серых более молодых пород весьма резкое и видно издалека. В настоящее время уже нет необходимости убеждать возможных инаковерующих — надвиговая концепция, ставшая признанным догматом геологии, изучается сейчас главным образом издали, в бинокль. Проще всего наблюдать надвиг в долине, во вполне доступном месте близ города Шванден. Хотя его можно проследить здесь только на коротком расстоянии, преимущества легкого доступа к обнажению заставили объявить его охраняемым памятником природы.

---

[1] Этот термин используется в различных значениях. Здесь он означает тектоническую мобилизацию на уровне покрова или складчатого пояса. Но зачастую он используется также в петрографии метаморфических пород, на уровне молекулы или кристалла. Как правило, из контекста можно понять, какой тип мобилизации имеется в виду в данном случае, но могут возникнуть и ошибочные толкования, особенно у читателей, сталкивающихся преимущественно только с одним из толкований этого термина.



Ф и г. 103. Два разреза надвига Гларус, северо-восточная Швейцария.

Показаны различные теоретические интерпретации структуры: как двухфронтального надвига (Doppelfalte) и как шарьяжа. Мульда Амден, расположенная к северу от надвига Гларус, интерпретируется как грибовидная складка («Pilzfalte») в верхнем разрезе и как часть того же покрова в нижнем разрезе [16]. m — моласса; e — флиш, c — известняки, J — юра, t — триас, V — веррукано.

Чтобы свести до минимума величину надвигания, Эшер фон дер Линт, а за ним и Гейм интерпретировали эту структуру как двойную складку (фиг. 103). Используя участок, расположенный примерно посередине разреза, где перекрывающий пласт верруканo подвергся эрозии, Линт предположил наличие в этом месте первичной синклинали, позднее развившейся в надвиг. Таким путем необходимая величина надвигания была фактически сокращена наполовину, что, конечно, не сняло трудностей объяснения механизма образования такой структуры.

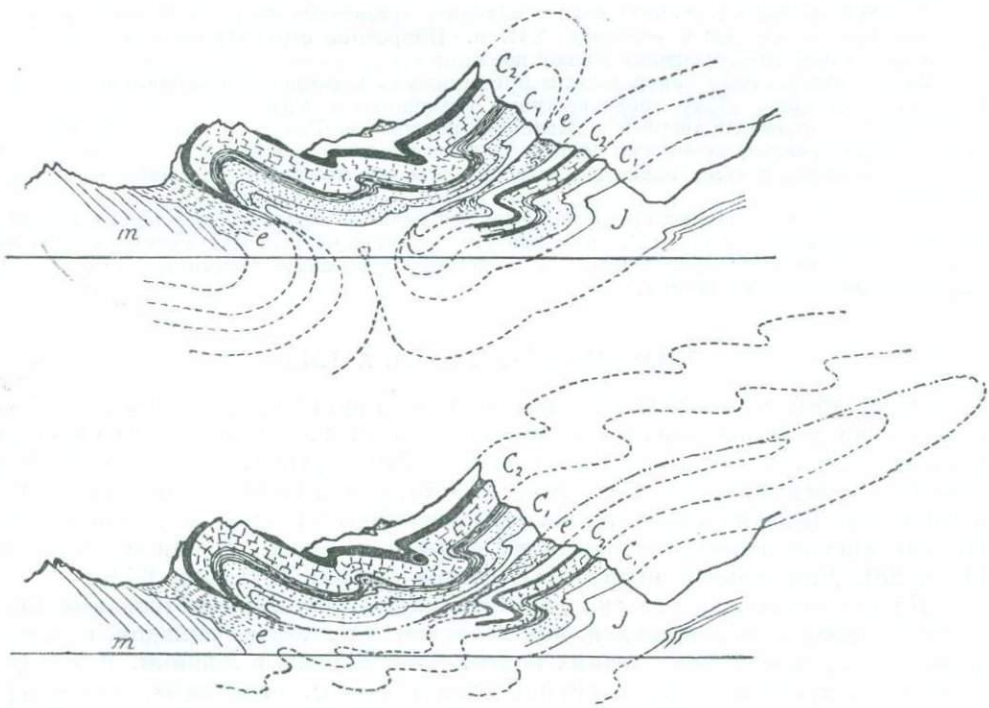
Концепция двойной складки применялась и в отношении других надвигов. Ее антиклинальный аналог — грибовидная складка (фиг. 104) использовался во всех тех случаях, когда видимая латеральная протяженность надвига была невелика.

Центральные части разрезов двойных и грибовидных складок всегда оказывались труднее всего доступными для наблюдений. Но всегда случалось так, что они являлись частью доступного разреза, в котором вышележащий надвиговый покров был разрушен эрозией или в котором критический участок, расположенный ниже по склону, оказывался скрытым под каменистой осыпью или под лесом. В первом случае принималась интерпретация двойной складки (как в случае Гларнского надвига), во втором удавалось относительно легко конструировать грибовидную складку.

Концепция покровов родилась не в поле, а за письменным столом. Это должно служить предостережением всем тем, кто теперь пытается принизить роль теоретической геологии. Несмотря на то что чистое теоретизирование в отдельных случаях заводило слишком далеко, и в частности, в Альпах, мы тем не менее должны стремиться к созданию общей теории, способной обобщить все полученные факты.

В 1884 г. французский геолог Бертран, прочтя о Гларнской двойной складке и других аналогичных структурах, попытался дать им новую интерпретацию на модели сброса Миди, расположенного на северной окраине Арденн. Путь истории, как известно, извилист, и Бертран [6] узнал о Гларнской двойной складке не из оригинальной публикации Гейма [14], а из известной компиляции Зюсса «Лик Земли» [24—26], вернее даже из французского перевода книги Зюсса, выполненного Де-Маржери. Тем не менее эта его новая интерпретация открыла путь к развитию концепции тектонических покровов.

Интерпретация Бертрана была затем принята Геймом, проводившим исследования в швейцарских Альпах и постоянно сталкивавшимся с трудностями приложения концепции двойной складки и грибовидной складки Эшера к конкретным геологическим разрезам.



Ф и г. 104. Два генерализованных разреза самой северной цепи гельветид с различной теоретической интерпретацией: как грибовидной складки (вверху) и как фронтальной части покрова (внизу) [16].

m — моласса; e — флиш (эоцен); C_2 — известняки Сивер, гольт, клинтовые известняки («шраттовый известняк»); C_1 — неоком, валанжин; J —юра.

Приведенные нами фиг. 103 и 104 с двумя возможными интерпретациями Гларнской двойной складки и грибовидной складки Риги вычерчены рукой Гейма.

Различие в этой интерпретации мы обнаружим и при сравнении более ранней крупной работы Гейма «Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung» [14] с последующими публикациями, например с такой, как «Geologie der Schweiz» [15—17]. В приложенном к первой работе атласе, созданном фактически на результатах картирования группы Тёди-Виндгеллен в гельветидах северо-восточной Швейцарии, уже отмечаются наиболее важные черты, характеризующие более поздние работы этого автора: глубокие наблюдения и мастерские рисунки. Однако все разрезы, интерпретированные в «Geologie der Schweiz» как двойные складки, здесь уже выступают как покровы.

Следующим крупным шагом в этом направлении явилась интерпретация структуры Предальп, базировавшаяся на данных детальных полевых работ Шардта [20]. В этой монографии для определения границ перекрывающих один другой отдельных покровов широко использована концепция фаций. В 1903 г., после сессии Международного геологического конгресса в Вене, другой французский геолог П. Т. Термье дал толкование гор Тауэрн (Австрия) как тектонического окна в системе пеннидских покровов, вскрытых эрозией под вышележащими покровами австрид [27].

Покровный тип структуры, в котором единицы, более древние или хотя бы отличные по возрасту, залегают в кровле автохтонного основания или в кровле других покровов, обнаружен с тех пор не только во многих других частях Альп, но и во многих других складчатых поясах. Я не буду вдаваться в детали исторического развития данной концепции, поскольку мы располагаем специальным исследованием по этому вопросу, выполненным крупным специалистом [5].

По иронии судьбы, грибовидные складки недавно вновь появились в литературе (стр. 292) — однако уже не как отрицание покровной структуры, а как ее дальнейшее утверждение.

В завершение исторического обзора, видимо, уместно сказать несколько слов о моторе, движущей силе, формирования надвигов и покровных структур. В 1893 г. Шардт убедительно показал, что данные полевых наблюдений не позволяют проводить различие между тангенциальным сжатием и гравитационным скольжением. Создается впечатление, что геологи того времени не очень-то рьяно интересовались тем, что кроется за этими структурами, поскольку они были поглощены лишь получением доказательств их существования.

И только позже в тектонике начала находить применение теория остывания Земли, развитая фактически еще в середине XIX в. Покровные структуры стали рассматриваться как результат сокращения земной коры.

За движущую силу такой модели принималось, конечно, тангенциальное сжатие. И только благодаря этому «перекрестному опылению» между фактическими данными о надвигах и покровах и теорией остывания и коробления Земли тангенциальное сжатие стало рассматриваться всеми как единственная причина формирования складчатых поясов земного шара. К сожалению, все забыли о том, что это положение никогда не было доказано.

Поскольку в настоящее время получает все новые и новые подтверждения гравитационная тектоника (стр. 189), приходится констатировать, что именно случайное совпадение фактов и теории привело к всеобщему признанию тангенциального сжатия как движущей силы тектоники.

КЛАССИЧЕСКАЯ КАРТИНА АЛЬП

Основанная на концепции существования крупных надвигов и покровов, а также на усилиях множества полевых геологов, возникла классическая картина Альп, в частности швейцарских. Это картина, созданная Геймом [15—17], швейцарскими геологами — авторами путеводителя, изданного к 50-летию Швейцарского геологического общества [12], и Кадишем [8]. На английском языке она отражена в работах Колле, Бейли и Умбгрове [9, 5, 28]. Для Альп в целом эта картина создана Штаубом [23].

Классическая картина складывается из признания существования множества покровов, развившихся, как полагают, из лежачих складок, которые формировались в тисках жестких континентов Европы и Африки. В литературе мы встречаем массу вариаций этой картины, связанных, например, с определением границ и количества отдельных частных покровов. Поднимаются также вопросы о том, расположены ли оба континента на одном и том же уровне или один из них надвинут (или, напротив, поддвинут) под другой. Появляются теории о том, чем вызвано наблюдаемое укорочение материала — контракцией, мистическим «блужданием полюса» или континен-

тальным дрифтом. Однако сутью классической картины по-прежнему остается простая модель, обрисованная выше.

В пределах швейцарских Альп, имеющих общее запад-юго-западное — восток-северо-восточное простирание, классическая картина выражается в существовании нескольких следующих такому простиранию структурных зон. С севера на юг это покровы гельветид, центральные массивы, покровы пеннид и корневая зона Южных Альп, срезаемая краем Паданской впадины.

Покровы гельветид — миогеосинклинальные и происходят, по-видимому, с северной окраины Тетиса. Их осадочные фации преимущественно эпиконтинентальные. Они представлены только альпийскими осадками пермского (веррукано), мезозойского и раннетретичного возраста; последние в основном флишевые. Эти покровы подвинуты не издалека — их корни находят между центральными массивами или непосредственно южнее их.

Последние слагают часть предальпийской жесткой массы европейского континента. Считается, что они являются автохтонными и представляют материал коры герцинской или даже более древней орогении. Роль альпийской орогении заключалась для них в основном в том, что они оказались поднятыми так высоко, что не были уничтожены эрозией.

Покровы пеннид составляют часть альпийской структуры. Их альпийские породы типично геосинклинальные, поскольку они формировались в геосинклинали Тетиса. Это не очень мощные толщи мезозойских обломочных пород — бюнднерские или блестящие сланцы, включающие офиолиты или зеленокаменные породы. Однако основная часть отдельных покровов сформирована древними ядрами предальпийских элементов. Присутствуют слегка метаморфизованные осадки каменноугольного (?) возраста (такие, как сланцы Казанна), однако преобладают кристаллические сланцы и гнейсы. Они представляют мобилизованный древний фундамент Тетиса. Бюнднерские сланцы слагают, как правило, только относительно маломощный чехол вокруг кристаллических ядер пеннидских покровов.

Согласно классической картине, корневая зона пеннидских покровов располагается непосредственно южнее этой системы покровов. Хотя пеннидские покровы проделали, как полагают, весьма длинный путь, корневая зона должна прослеживаться на всем пути их следования. Основной характеристикой корневой зоны является ее интенсивная вертикальная тектоническая нарушенность. Большая часть этой зоны скрыта под молодыми посттектоническими интрузивными гранитными телами.

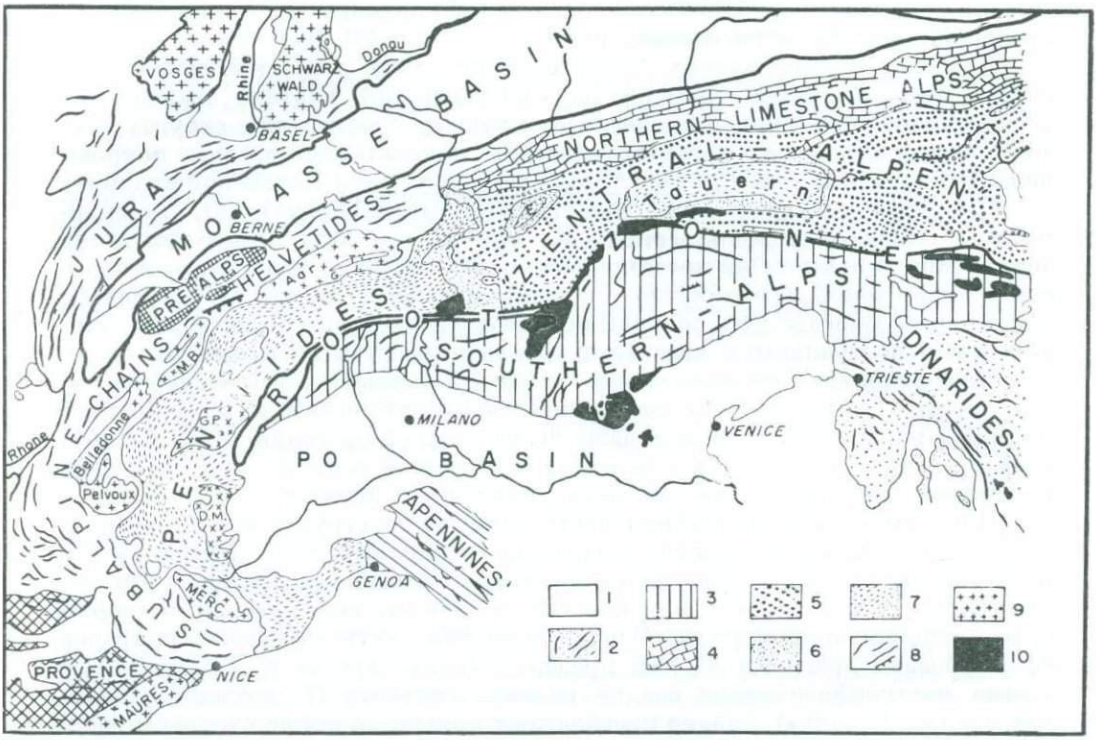
К югу от корневой зоны Южные Альпы играют только весьма небольшую роль в швейцарском разрезе этой горной цепи, о чем выше уже говорилось.

В восточном направлении эта классическая картина может быть дополнена, поскольку в этом направлении существует не подвергшаяся эрозии система покровов, даже более высокая, чем пенниды или австриды. В западной Швейцарии Предальпы, о которых также говорилось выше, по-видимому, принадлежат пеннидам или австридам и надвинуты на гельветиды в области осевой депрессии последних.

Значение всех терминов, здесь только бегло перечисленных, станет, я надеюсь, понятнее в ходе последующего изложения. Фиг. 105 — генерализованная карта Кадиша [7] — и фиг. 106 — три схематических разреза швейцарских Альп, составленные Геймом [17], — включены для иллюстрации главных элементов классической картины.

В завершение общего обзора классической картины мы должны обратить внимание на тот факт, что классическая картина швейцарских Альп в свое время превратилась в картину орогена.

Без всяких оснований альпийские геологи экстраполировали эту картину на другие части альпийской Европы. Например, они обнаруживали пеннидские покровы в Бетской Кордильере, в районе Малаги, или же коррелировали альпийские структуры острова Сулавеси (Индонезия) с пеннидами



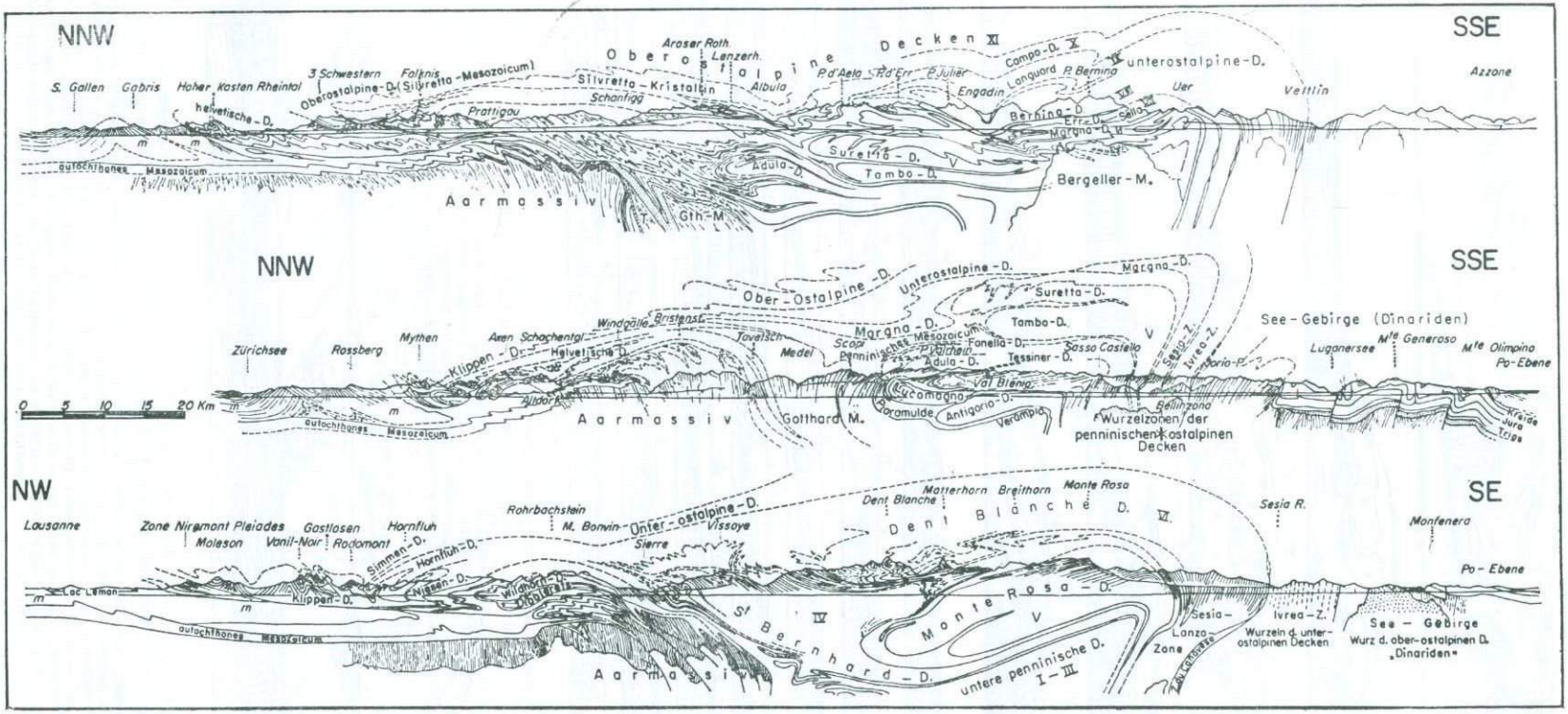
Ф и г. 105. Генерализованная карта Альп [7].

1 — третичные и четвертичные форланды и бассейны; *2* — Динариды; *3* — Южные Альпы; *4* — Северные Известняковые Альпы; *5* — «Центральные Альпы»; преимущественно кристаллические массивы Восточных Альп; *6* — верхние пенниды и (или) нижние австриды; *7* — пеннидские покровы; *8* — Юра, Субальпы и покровы гельветид; *9* — срединные массивы и герцинские возвышенности; *10* — третичные и четвертичные изверженные породы; T.V.—«срединный массив» Тавеч; E — тектоническое окно Энгадин; G — Готардский массив; M.B.— массив Мон-блан; MERC — массив Меркантур.

Швейцарии. Эта общая картина экстраполировалась не только на другие части альпийского складчатого пояса, но также иногда и на складчатые пояса, сформированные более древними орогениями. Кроме того, она была выдана геофизикам за модель орогена, форма и происхождение которого, безусловно, хорошо известны, в качестве основы для точных расчетов.

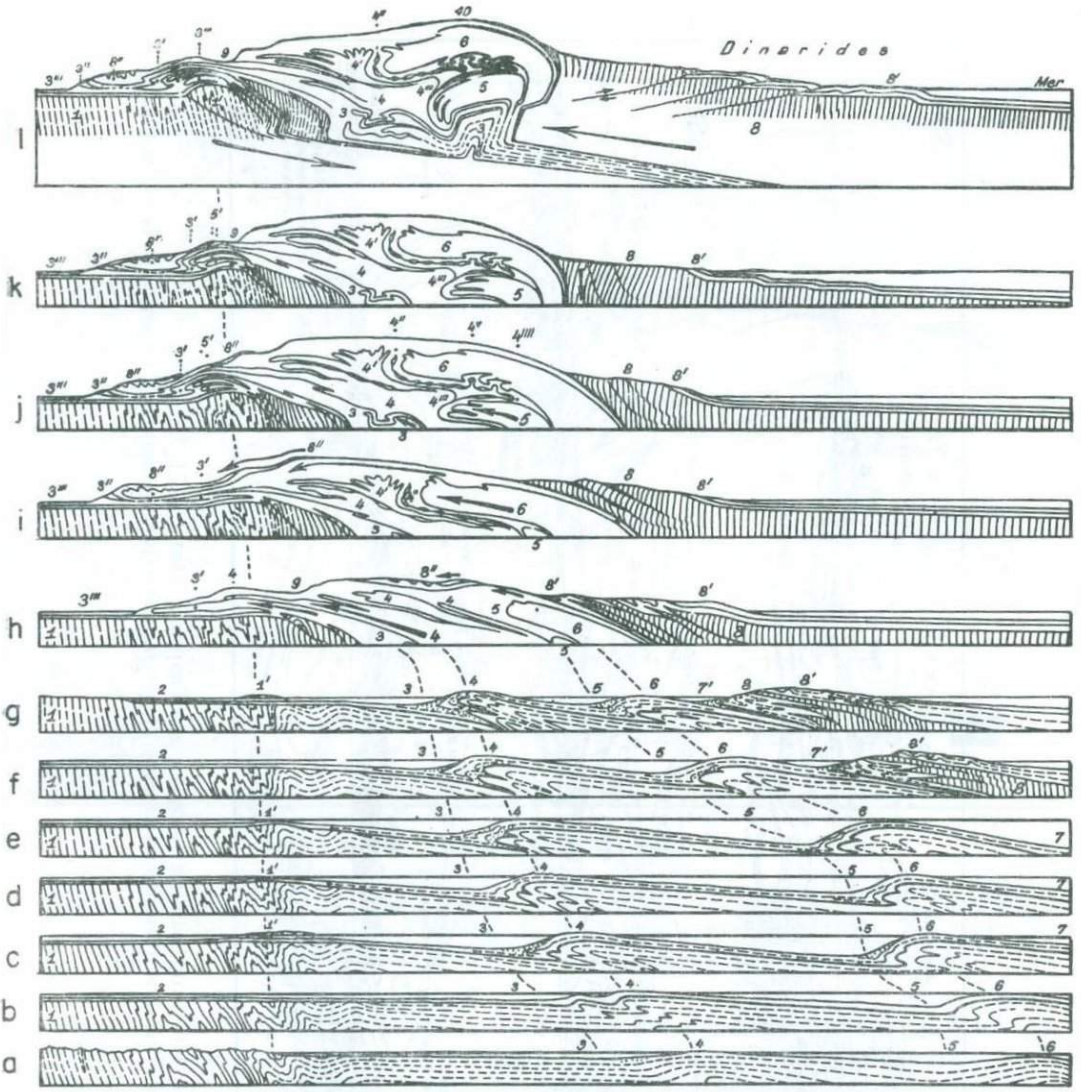
В общем классическая картина швейцарских Альп рассматривалась не как пример эволюции данной горной цепи или данного складчатого пояса, а как всеобщий закон геосинклинального и орогенического развития. Если оказывалось, что другой складчатый пояс имеет иную структуру, это считалось отклонением от нормы. Такие местные, неортодоксальные отклонения никогда не могли поколебать основных законов орогена, воссозданного в классической картине швейцарских Альп.

Я искренне надеюсь, что в моих замечаниях относительно ничем не оправданных экстраполяций классической картины швейцарских Альп читатель почувствует горечь: именно это я и хотел выразить. Ибо если отклонения во времени и пространстве и бывают, то только в истории, причем как в истории общества, так и в истории геологии. Самонадеянностью было не только экстраполирование при создании классической картины швейцарских Альп, но и провозглашение ее в качестве общего закона тектоники. Не следует забывать, однако, что основанием для создания такой картины явился поверхностный анализ самих пород.



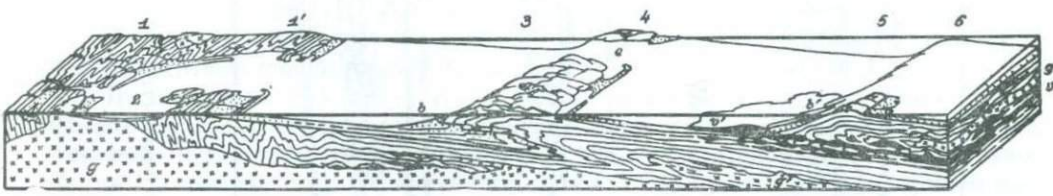
Ф и г. 106. Три генерализованных разреза швейцарских Альп [17].

Как и в случае с генерализованными разрезами Альп, это в основном тектонические разрезы. На них показаны границы отдельных покровов (но не стратиграфия).



Ф и г. 107. Серия разрезов, на которых показано развитие Альп из геосинклинали Тетиса через стадию эмбриональной кордильеры [2].

a — конец среднего карбона; b — средний триас; c — лейас; d — средняя юра; e — поздняя юра; f — средний и поздний мел; g — средний эоцен и ранний олигоцен; h — l — пароксизмальное развитие, средний олигоцен (1—6 см. на фиг. 108). Для идентификации главных покровов пеннид (*1—6*) в разрезе l см. I — IV на фиг. 109. «Динариды» в верхнем разрезе правильнее именовать «Южные Альпы» (стр. 168).



Ф и г. 108. Альпы на эмбриональной стадии развития. Условия соответствуют обстановке, по-видимому, господствовавшей с юры до эоцена (см. серию разрезов на фиг. 107) [2].

1 — «форланд» — континент, консолидированный в период ранней орогении; *1′* — слабо мобилизованный «форланд» на границе с древним континентом, современные срединные массивы; *2* — эпиконтинентальное море, современные гельветиды; *3*, *5* — геосинклинальное море, «передовой прогиб» по Аржану; *4*, *6* — эмбриональные кордильеры; b, b′ — серия обломочных пород, развитая вдоль всех эмбриональных кордильер; e — небольшое поднятие эмбриональной кордильеры, связанное с меньшей сопротивляемостью крупных заливов в «форланде», аналогично условиям *2* (из этих участков в последующем, во время пароксизмальной фазы, разовьются зоны осевых депрессий); v, v′ — начальные геосинклинальные вулканиты основного состава, офиолиты или зеленокаменные породы; g — гранитная кора; g′ — гранитная кора пеннидских покровов (вновь мобилизованная и метаморфизованная).

ОСНОВНЫЕ ПОСТРОЕНИЯ КЛАССИЧЕСКОЙ КАРТИНЫ

Более ранним исследователям удалось соединить весьма обрывочные данные полевых исследований в жесткую структуру классической картины, используя тектоническую теорию, созданную в основном французским геологом Аржаном. Основной гипотезой являлось то, что Альпы произошли из серии эмбриональных кордильер. Они начали формироваться на дне Тетиса очень рано, и развитие их продолжалось в течение всего мезозоя. Считалось, что каждая эмбриональная кордильера в процессе орогении становилась самостоятельным покровом. Растущая кордильера в течение всей геосинклинальной фазы оказывала, как полагали, влияние на осадки, отлагавшиеся в ее сводовой части и на бортах.

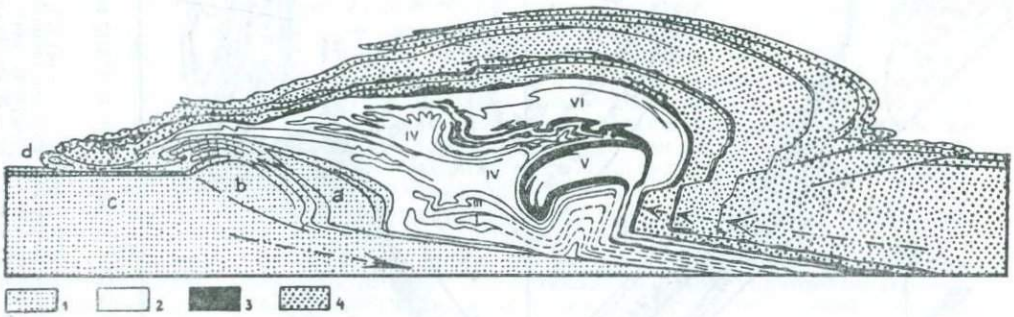
Из этого основного построения вытекали две гипотезы, сыгравшие самую большую роль в практике, поскольку они служили ключом к картированию и корреляции отдельных покровов. Это были предположения: 1) о непрерывности отдельных покровов вдоль всего складчатого пояса и 2) об однообразии фаций внутри данного покрова и несоответствии фаций различных покровов.

Предположение о непрерывности покровов вытекало из представления, согласно которому каждый покров развивался из своей собственной эмбриональной кордильеры, поскольку последние якобы простирались вдоль всего Тетиса.

Предположение об однообразии фаций внутри данного покрова вытекало из идеи о влиянии эмбриональных кордильер на геосинклинальное осадконакопление, согласно которой фации осадков, развитых в каждой кордильере и вокруг нее, были однообразными и не соответствовали фациям, находимым в других кордильерах.

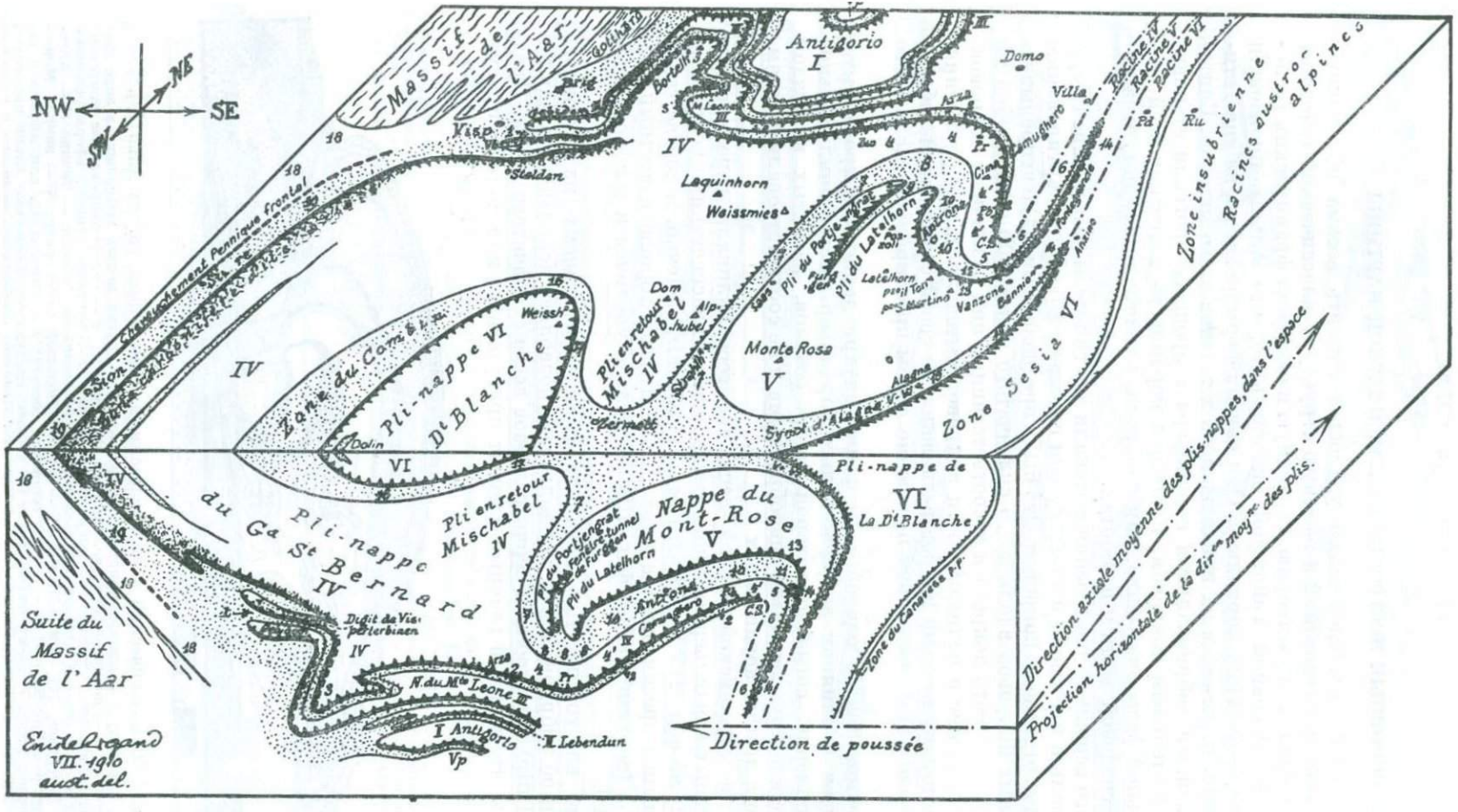
Развитие альпийской горной цепи вне геосинклинали через стадию эмбриональных кордильер мы проиллюстрировали классическими чертежами Аржана [2] на фиг. 107 и 108. Эти схемы созданы, конечно, в соответствии с поперечным разрезом швейцарских Альп. Другой хорошо известный разрез Аржана (верхний разрез фиг. 107) несколько увеличен и воспроизведен на фиг. 109.

Первое из упомянутых предположений, вытекающих из основного построения об эмбриональных кордильерах, позволяет использовать наклон осей (axial dip) в построении серии разрезов всего складчатого пояса. Предполагалось, что каждый главный элемент присутствует или должен присут-



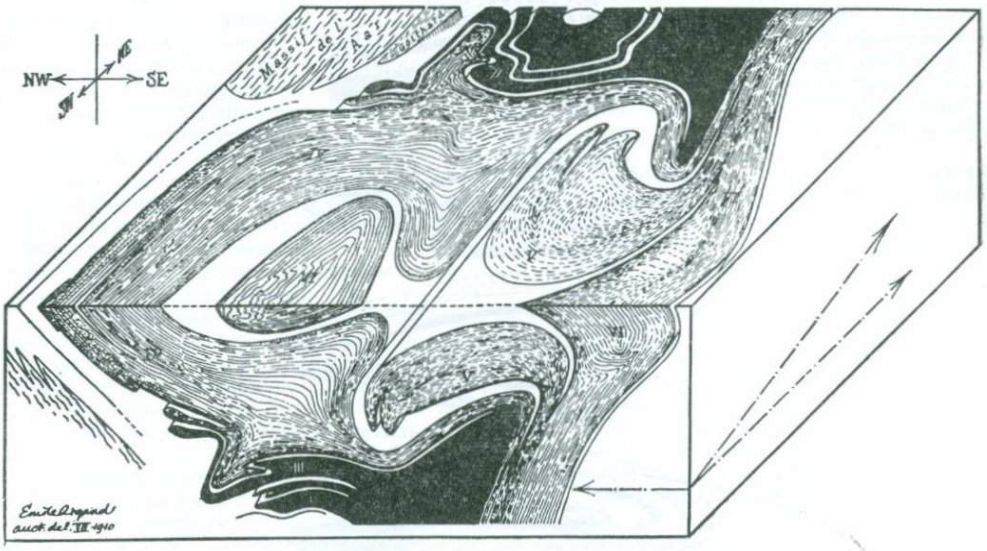
Ф и г. 109. Классический генерализованный поперечный разрез Альп [9].

1 — форланд Евразии; a — клинья кристаллических пород, в других местах выходящие в виде срединных массивов; b — поднятие кристаллического фундамента; c — недеформированные континентальные кристаллические породы; d — покровы гельветид; *2* — покровы пеннид, сформированные в альпийской геосинклинали (Западные Альпы); I — III — покровы Симплон — Тичино (I — Антигорио, II — Лебендюн, III — Мон-Леон); IV — покров Большой Сен-Бернар; V — покров Монте-Роза; VI — покров Дан-Бланш; *3* — породы основного состава; *4* — хинтерланд, или Африка и австриды Восточных Альп. К этому тексту Колле [9] добавил следующее: «Восточные Альпы надвинуты на Западные Альпы», а «Африка надвинута на Европу». Поистине «небольшая» поправка к классической картине!



Ф и г. 110. Блок-диаграмма, иллюстрирующая использование аржановского принципа изучения падения осей структур при построении разреза покровов пеннид (см. также фиг. 111) [1].

Передняя часть блока сечет пенниды в зоне осевой депрессии, в которой хорошо сохранился самый верхний покров — покров Дан-Бланш. Северо-восточнее расположена зона осевого поднятия. Нижние покровы пеннид, существующие предположительно в глубоких частях коры, на северо-востоке выходят на поверхность вдоль оси горной цепи. Нижние покровы пеннид: I — Антигорио; II — Лебендюн; III — Мон-Лесон, нередко называемые покровами Симплон — Тичино; IV — Большой Сен-Бернар; V — Монте-Роза; VI — Дан-Бланш. Покров Дан-Бланш в настоящее время рассматривается обычно как нижние австриды.



Ф и г. 111. Блок-диаграмма фиг. 110 (структурная интерпретация). Легенду см. к фиг. 110 [1].

ствовать также в других разрезах складчатого пояса. В разрезах осевых поднятий это привело к построению хорошо известных верхних воздушных линий для более высоких единиц покровов. В то же время в осевых депрессиях нижние покровы строились по направлению вниз, вплоть до глубин, почти соответствующих глубинам основания континентальной коры (фиг. 110, 111).

Второе предположение позволяет производить корреляции просто путем сопоставления фаций изолированных фрагментов покровов. Догмат о фациальном однообразии внутри данного покрова стал настолько общепризнанным, что корреляции отдельных покровов, находящихся один от другого на расстоянии 100 и более километров, зачастую базировались только на этом предположении.

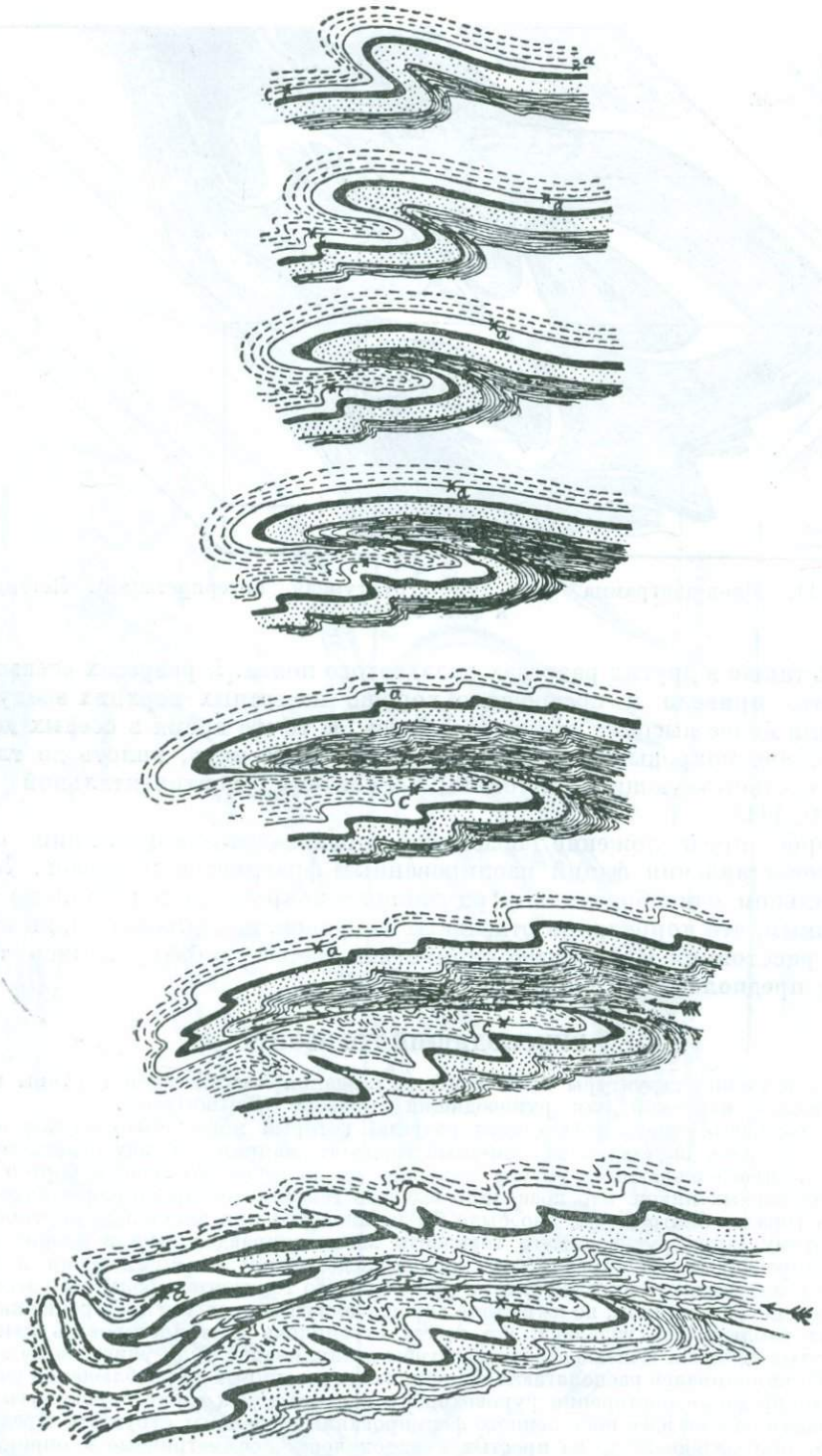
РУКОВОДЯЩИЙ ГОРИЗОНТ

При изучении структуры Альп с целью создания классической картины широко использовался ключевой или руководящий горизонт (Leithorizont).

Из хорошего стратиграфического разреза, который может быть изучен во всех деталях, выбирают определенный заметный горизонт, например толщу беловатых известняков, и прослеживают структуру покровов вдоль менее доступных бортов долин и высоких горных пиков. Это позволило выявить генеральное простирание альпийских структур гораздо быстрее, чем оно было бы установлено при детальном картировании.

Поэтому метод руководящего горизонта вполне оправдал себя в период первых рекогносцировочных исследований. Основным недостатком его применения в Альпах является невозможность прослеживания руководящего горизонта с больших расстояний. Если в хорошо обнаженном, но не в столь хорошо доступном разрезе повторение какого-то горизонта наблюдалось издалека, его всегда стремились интерпретировать как серию опрокинутых складок. Считалось, что перегибы антиклиналей были уничтожены эрозией, а перегибы синклиналей располагаются в нижних, не доступных для наблюдений участках.

Интерпретация повторения руководящего горизонта как серии опрокинутых складок основывалась на идее постепенного формирования покровных структур. Предполагалось, что они развиваются из простых складок через асимметричные в опрокинутые. Концепция Гейма по этому вопросу воспроизведена нами как пример исторического курьеза на фиг. 112. Однако оказалось, что такого рода постепенные переходы в природе встречаются редко. Складчатые пояса характеризуются, напротив, весьма небольшими колебаниями тектонического стиля. Например, они могут характеризоваться или простыми складками, или повторяющимися чешуями довольно крутых надвигов, или опрокинутыми складками с контурами течения, или покровами, образованными пластовыми надвигами с почти горизонтальными надвиговыми поверхностями.



Ф и г. 112. Серия схематических разрезов, иллюстрирующих развитие покровных структур из простых или опрокинутых складок с выжатым средним коленом [16].

Покровные структуры в настоящее время рассматриваются чаще всего как надвиги, генетически связанные с простыми или даже опрокинутыми складками.

Последующие более детальные исследования в Альпах, и в частности в гельветидах, показали, что большинство слоев главных единиц находятся в нормальном залегании. В этих случаях интерпретация разрезов с повторяющимся руководящим горизонтом как серии опрокинутых складок сменилась интерпретацией их как наложенных один на другой пластовых надвигов. Неуловимые «средние колена» бывших опрокинутых синклинальных складок исчезли из современных интерпретаций. То же самое случилось и с антиклинальными перегибами опрокинутых складок, передававшимися посредством воздушных линий.

Геологи, работающие не в Альпах, зачастую посмеивались над чрезмерным увлечением методом руководящего горизонта, что нашло отражение в широко распространившемся саркастическом изречении: «молотком для швейцарских геологов служит бинокль». Однако не следут забывать о том, что только благодаря использованию метода руководящего горизонта первым исследователям Альп удалось создать классическую картину этого горного сооружения.

Классическая картина Альп основана исключительно на данных рекогносцировочных исследований. Относительно небольшому числу полевых геологов всего лишь за два-три десятилетия удалось создать для нас столь сложную картину большой и высокой горной цепи, в те времена значительно менее доступной, чем сейчас. Первые исследователи Альп вынуждены были взять на вооружение любой обоснованный принцип, чтобы путем экстраполяции данных детального анализа более доступных частей Альп на их менее доступные части создать общую картину в столь короткие сроки.

Возможно,что в будущие десятилетия состояние дел в Альпах приблизится к такому, о котором шла речь в «последней воле» Фалло [11]: «С того света, через 10 или 20 лет, я надеюсь увидеть вас создающими новые теории на основе листов карты масштаба 1 : 50 000 — этой надежной опоры для любой обоснованной геологической теории — и использующими интерпретации, более исчерпывающие, чем те, которые служат нам рабочими гипотезами в настоящее время».

Учитывая современное увеличение численности геологов, возможно, все так и будет, однако это не может служить основанием для насмешек над методами ранних исследователей Альп или над созданной ими классической картиной.

НОВЫЕ И СТАРЫЕ ИДЕИ

В защиту классической картины Альп следует сказать то, что она была и все еще остается прекрасной. В ней наиболее приемлемым образом была интерпретирована в самом широком аспекте вся история горной цепи. Классическая картина действовала безотказно на всей истории своего развития. Множество слагавших ее деталей можно было опустить, поскольку все они оказались представленными в общей картине.

Физики утверждают, что достоверность общих законов природы определяется их простотой. Но физика, по крайней мере классическая,— это наука, подчиняющаяся законам статистики, наука, в которой единичные события не играют никакой роли. Геология же, в частности альпийская, почти всегда имеет дело с единичными событиями, обусловливаемыми местными факторами, зачастую значительно изменяющимися как во времени, так и в пространстве.

Я искренне убежден в том, что сопротивление, оказываемое нападкам на классическую картину Альп, обусловлено скорее общим нежеланием расстаться со столь прекрасной системой, чем действительной оценкой имеющихся в нашем распоряжении фактов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Argand E., Les nappes de recouvrement des Alpes pennines et leurs prolongements structuraux, Matér. Carte Céol. Suisse, 31, 1—26, 1911.
2. Argand E., Sur l'arc des Alpes occidentales, Eclogae Geol. Helv., 14, 145—191, 1916.
3. Aubouin J., I, Contribution à l'étude géologique de la Grèce septentrionale, II, Place des Hellénides parmi les édifices structuraux de la Méditerranée orientale, Thesis (Paris), Ann. Geol. Helléniques, 10, 1—525, 1959.
4. Aubouin J., Essai sur l'ensemble italo-dinarique et ses rappotrs avec l'arc alpin, Bull. Soc. Géol. France. 7 (2), 487—526, 1960.

5. Bailey E. B., Tectonic Essays, mainly Alpine, Clarendon, Oxford, 1—200, 1935.
6. Bertrand M., Rapports de structures des Alpes de Glaris et du basins houiller du Nord, Bull. Soc. Géol. France, 3(12), 318—330, 1884.
7. Cadisch J., On some problems of Alpine tectonics, Experientia, 2, 1—16, 1946.
8. Cadisch J., Geologie der Schweizeralpen, 2, Aufl. Wepf, Basel, 1—480, 1953.
9. Collet L. W., The Structure of the Alps, Arnold, London, 1—289, 1927.
10. De Sitter L. U., Anthithesis Alpes — Dinarides, Geol. Mijnbouw, 9, 1—47, 1947.
11. Durand Delga M., Editor, Livre à la Mémoire du Professeur Paul Fallot, I, Soc. Géol. France, Paris, 1—656, 1962.
12. Gagnebin E., Christ P., Editor, Geologischer Führer der Schweiz, 14 vol., Wepf, Basel, 1934.
13. Goguel J., L'interprétation de l'arc des Alpes occidentales, Bull. Soc. Géol. France, 7(5), 20—33, 1964.
14. Heim A., Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung im Anschluss an die geologische Monographie der Tödi — Windgällen Gruppe, Schwabe, Basel, 1—246, 1878.
15. Heim A., Geologie der Schweiz, I, Molasseland und Juragebirge, Tauchnitz, Leipzig, 1—704, 1919.
16. Heim A., Geologie der Schweiz, II(1), Die Schweizer Alpen, I, Tauchnitz, Leipzig, 1—476, 1921.
17. Heim A., Geologie de Schweiz, II(2), Die Schweizer Alpen, II, Tauchnitz, Leipzig, 477—1118, 1922.
18. Lombard A., Badoux H., Yuagnat M., Wegmann E., Gansser A., Trümpy R., Herb R., Guide Book for the International Field Institute — The Alps 1962, Am. Geol. Inst., Washington, D.C., 1—130, 1962.
19. Pirenne H., A History of Europe, 1, Doubleday, New York, N.Y., 1—282, 1956.
20. Schardt H., Sur l'origine des Préalpes romandes, Eclogae Geol. Helv., 4, 129—142, 1893.
21. Société Géologique de France, Séance sur la géologie des Dinarides, Bull. Soc. Géol. France, 7 (2), 363—526, 1961.
22. Société Géologique de France, Séance sur la tectonique de l'Apennin, de la Calabre et de la Sicile, Bull. Soc. Géol. France, 7(4), 625—784, 1963.
23. Staub R., Der Bau der Alpen, Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F., 52, 1—272, 1924.
24. Suess E., Das Antlitz der Erde, I, Tempsky, Wien, 1—778, 1885.
25. Suess E., Das Antlitz der Erde, II, Tempsky, Wien, 1—703, 1888.
26. Suess E., Das Antlitz der Erde, III, Tempsky, Wien, 1—508, 1901.
27. Termier P., Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes, Bull. Soc. Géol. France, 3, 711—765, 1903.
28. Umbgrove J.H.F., Symphony of the Earth, Nijhoff, The Hague, 1—220, 1950.

Дополнительная литература

Peive A. V., The main tectonic features of the Alpine belt of Europe, Section 3, 1968.

Альпийская Европа. Новые направления в исследовании альпийской геологии

ВВЕДЕНИЕ

Прежде чем перейти к более детальному рассмотрению некоторых главных элементов альпийской Европы, следует хотя бы вкратце охарактеризовать направления, в которых развиваются новые исследования, результаты которых дают картину, отличную от классической картины Альп.

ОТКАЗ ОТ КОНЦЕПЦИИ ЭМБРИОНАЛЬНЫХ КОРДИЛЬЕР

Основной особенностью новейших исследований является, на мой взгляд, то, что они все более и более исключают концепцию эмбриональных кордильер во всех ее аспектах. А поскольку именно на этой концепции базировалась классическая картина Альп, мы вынуждены тщательно рассмотреть различные возражения, выдвигавшиеся против нее в последние годы. Все возражения можно, как мне кажется, разделить на три группы: 1) данные, зарождающие сомнения в справедливости догмата о непрерывности фаций внутри данного покрова; 2) новейшие материалы о палеогеографии Тетиса; 3) критика тектонистами догмата о непрерывности покровов, или «цилиндризма».

По мере увеличения объема новых данных все более затрудняется осуществление точной корреляции изменений геосинклинальных фаций с отдельными покровами, а тем более — корреляции положения данной фации с ее местом в покрове. Несмотря на то что покровы, охарактеризованные единственной фацией, конечно, имеются, это не доказывает, что такого рода фация остается неизменной вдоль всего покрова или что она не может присутствовать в других покровах.

К осознанию этого пришли, строго говоря, не только в результате новейших исследований. Множество стратиграфических данных, на которых основаны построения об эмбриональной кордильере и ее сопоставимых фациях, критически пересмотрел еще Ог [42]. Он пришел к заключению, что никаких фациальных изменений, совпадающих с отдельными покровами пеннид, для юрского периода не установлено, в то время как для мелового периода имеются на этот счет лишь весьма скудные данные.

Можно было бы ожидать, что к такому предостережению со стороны крупнейшего французского стратиграфа отнесутся со вниманием. Однако оно прошло, по-видимому, незамеченным. Причины этого, как мне кажется, скорее стилистические, нежели геологические. Критические заметки Ога не были легкочитаемым материалом, поскольку объем их составлял 250 страниц. И вообще, по-видимому, было удобнее оставить такое предостережение без внимания, сохранив диктат классической картины.

В детальных описаниях Альпийской цепи появлялось все больше высказываний о том, что корреляции между осадочными фациями и тектоникой осуществляются не так строго, как того требует теория. Однако подобные замечания всегда оставались предварительными и никто никогда не осмеливался использовать их для нападок на теорию эмбриональных кордильер. Типично, например, высказывание самого Аржана [1]: «Данные о существовании фациальных переходов в зоне Дофине и Бриансонской зоне весьма любопытны, поскольку они свидетельствуют, как мне кажется, о том, что зоны осадконакопления не строго параллельны тектоническим зонам». Авторитет теории эмбриональных кордильер был, по-видимому, столь велик, что эти и подобные им замечания рассматривались как местные исключения, ничего не меняющие в общей картине. В следующем разделе мы увидим, что прошло сорок лет, прежде чем концепция эмбриональных кордильер была по-настоящему атакована ее противниками, причем именно в упомянутой Бриансонской зоне.

Компромисс мы замечаем, например, в главах по альпийской стратиграфии широко известной работы Жинью [40]. Трудности увязки диктатов классической картины с действительно существующими фациями совершенно очевидно отражены в этой работе, но только между строк. Несмотря на то что Жинью является приверженцем концепции эмбриональных кордильер, по его работе не видно, чтобы изменения в фациях (правильно им подмеченные, но не комментируемые) следовали строгим правилам, диктуемым классической картиной. Фации грубозернистых пород иногда коррелируются с гребневыми частями различных покровов, а иногда им приходится занимать, по-видимому, аномальное положение на крыльях этих структур.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ТЕТИСА

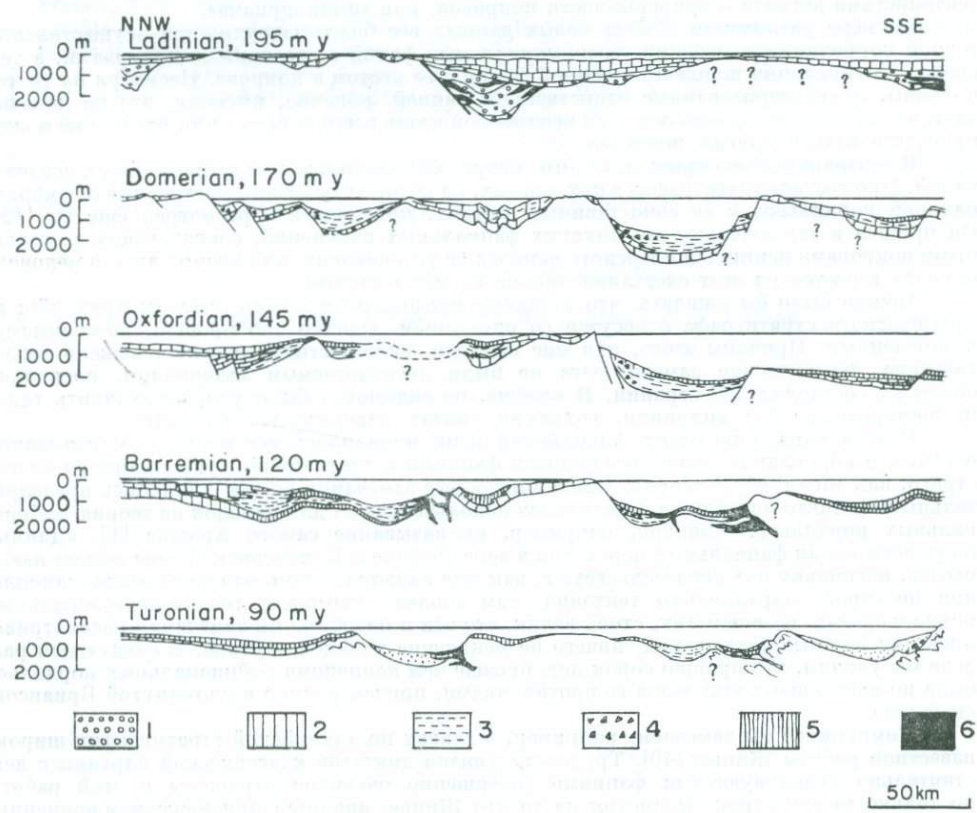
Палеогеографическое изучение раннего Тетиса в швейцарских и французских Альпах явилось еще одним шагом к отказу от всеобщего признания концепции эмбриональных кордильер.

В серии публикаций по швейцарским Альпам Трюмпи обратил внимание на тот факт, что в раннем и среднем мезозое на дне этой геосинклинали происходило глыбообразование [87, 88]. Развивались горстовые и грабеновые структуры, зачастую со своими собственными осадочными сериями. Следовательно, в развитии раннего Тетиса не было стадии эмбрионального тангенциального сжатия. Напротив, на дне геосинклинального бассейна мы находим признаки растяжения (фиг. 113).

Аналогичные наблюдения сделаны во французских Альпах. В этой части Альпийской цепи мы встречаемся с новым крупным элементом — уже упомянутой выше Бриансонской зоной, весьма отличной по структуре от эмбриональной кордильеры. Впервые на этот факт обратили внимание Лемуан [52, 53] и Дебельма [21].

Подробнее Бриансонская зона будет рассмотрена в гл. 12, а здесь отметим только, что она представлена крупным непогружающимся блоком, заключенным между двумя бассейнами осадконакопления, и граничит с гельветидами (на западе) и пеннидами (на востоке). Такая ситуация сохранялась по меньшей мере до мелового периода. Эта занимающая центральное положение «Бриансонская геоантиклиналь» является структурой, весьма неподходящей для концепции эмбриональных кордильер, пусть даже ее интерпретация как «геоантиклинали» и окажется неуместной. В любом случае она образует стабильную область (т. е. область очень незначительного прогибания и весьма маломощного осадконакопления), располагающуюся в самом центре Альп.

Следовательно, новые идеи не противоречат проявлению дифференцированных движений на геосинклинальной стадии развития Тетиса. В то же время они отрицают существование эмбриональных кордильер — наряду с принятием концепции тангенциального сжатия — и строгую связь между геосинклинальной палеогеографией, с одной стороны, и покровными фациями и тектоникой—с другой.



Ф и г. 113. Схематические разрезы геосинклинали Тетиса (средний триас — поздний мел), иллюстрирующие взгляды Трюмпи на палеогеографию Тетиса [88].

1 — континентальные осадки; *2* — неритовые осадки; *3* — бюнднерские сланцы и связанные с ними породы; *4* — морская осадочная брекчия; *5* — пелагические осадки; *6* — геосинклинальные изверженные породы основного и ультраосновного состава.

ИДЕИ, ОПРОВЕРГАЮЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЕ О НЕПРЕРЫВНОСТИ ПОКРОВОВ, ИЛИ «ЦИЛИНДРИЗМ»

Значительно позже того времени, к которому относятся первые возражения Ога [42] против концепции эмбриональных кордильер, она была атакована также тектонистами. По-видимому, это произвело на сторонников концепции эмбриональных кордильер значительно более серьезное впечатление, чем критика стратиграфа Ога. Оказалось, что два главных столпа, на которых покоилась эта концепция, разрушены. Ранне- и среднемезозойская палеогеография Тетиса совершенно не увязывалась с картиной крупного геосинклинального бассейна, в котором в результате эмбрионального сжатия происходили складкообразование и даже надвигообразование. Кроме того, было доказано, что отдельные покровы не столь непрерывны, как предполагалось ранее. Обнаружили, что они иногда удивительно быстро выклиниваются.

И никто, как мне кажется, не обратил внимания на тот факт, что удивляться следовало бы именно непрерывности отдельных покровов вдоль всего протяжения Альпийской цепи. Такая ситуация противоречит сущности сравнительной тектоники, поскольку она никогда в действительности не наблюдалась ни в одном из складчатых поясов, где еще различимы отдельные антиклинали и синклинали.

В таких складчатых поясах мы неизменно встречаемся с «эшелонированной» структурой, в которой отдельные складки затухают и заменяются по простиранию другими. Конечно, можно было бы предположить, что Альпы с их покровами резко отличаются от любого другого менее складчатого орогена. Но это противоречит основной идее, согласно которой покровы развивались из простых складок, то есть из эмбриональных кордильер.

На основании анализа работ нескольких авторов Фалло [33] опроверг идею непрерывности покровов Восточных Альп и показал, что опубликованные факты находятся с ней в резком противоречии; Элленберже [29] проделал то же самое для французских Альп. Последний из этих авторов выполнил обзор новых идей, показав, что детальное картирование не оставляет места для «цилиндризма». Модель непрерывных покровов сравнивалась с пучком тонких длинных цилиндров, точнее полуцилиндров, расположенных вдоль всей цепи в виде непрерывного веера. Сейчас доказано, что отдельные покровы не могут коррелироваться и что «цилиндризм» не выдерживается даже на таких коротких отрезках, как расстояние между противоположными бортами альпийской долины.

Следовательно, в серии поперечных разрезов Альп использовать падения осей структур в целях построения отдельных покровов или даже систем покровов далеко за пределами области их фактического обнажения больше нельзя. Это лишает нас теоретической базы для построения разрезов с хорошо известными сериями систем покровов, вроде изображенного на фиг. 109. Исчезли «доказательства» как воздушных, верхних связей покровов в осевых поднятиях, так и нижних, глубинных связей в зонах осевой депрессии.

Покровы или системы покровов сопоставимы со складками более просто построенных орогенов тем, что они утолщены в зонах своего максимального развития и утонены в направлении замещения. Иногда они вообще затухают как самостоятельные единицы (замещаясь по простиранию другими, «верхними» или «нижними» единицами); в этом отношении они абсолютно идентичны кулисообразным складкам менее дислоцированных орогенов. Эти другие единицы являются «верхними» или «нижними» только в районе, где одна единица затухает и эшелонированно замещается другими. Однако вдоль простирания они могут брать на себя тектоническую, волюметрическую функцию другой единицы.

Таковы в общих чертах результаты современных нападок на концепцию непрерывности покровов, или цилиндризм. Некоторые авторы еще придерживаются этой концепции; в работах других авторов она только подразумевается. Не далее как в 1965 г. Тольман, например, произвел тектоническую корреляцию покровов французских Альп, окна Тауэрн (Австрия) и Карпат, основываясь только на фациях; расстояния между коррелируемыми объектами составляют около 400 км.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА В ЦЕНТРАЛЬНЫХ МАССИВАХ

Другим нововведением является определение абсолютного возраста кристаллического фундамента, выходящего на поверхность в центральных массивах.

В классической картине Альп центральные массивы играют роль южной дамбы предальпийской континентальной Европы. Они были консолидированы в процессе какой-то древней (и, может быть, даже не одной) орогении. Слагающие их породы по меньшей мере герцинские, а частично даже более древние. Влияние альпийской тектоники было, как полагали, только поверхностным. К тому времени центральные массивы были подняты до их современного положения. При этом, по мнению сторонников классической картины Альп, они претерпели только некоторое разломообразование и скалывание, но отнюдь не были всерьез захвачены тектоническими движениями.

Датирование, произведенное главным образом Ягер из Берна, показало, что абсолютный возраст минералов пород центральных массивов равен 25—15 млн. лет [43—46].

Это истинный альпийский возраст. Геологическая интерпретация определения возраста радиометрическими методами показывает, что более древний материал коры был захвачен альпийской орогенией, а частично даже регенерирован. Следовательно, не остается никаких сомнений в том, что первоначальные породы были значительно древнее.

По данным Штейгера, проводившего определения абсолютного возраста в Готардском массиве K/Ar-методом (Ягер проводила исследования Rb/Sr-методом), амфиболы дают две определенные возрастные группы [84, ср. также 85], которые коррелируются с двумя различными тектоническими фазами, разделенными одной термальной фазой. Так объясняется альпийский метаморфизм пород Готардского массива.

Самое раннее влияние альпийского орогенеза выразилось в новообразовании (46 млн. лет) амфиболов с меридиональной ориентировкой, очевидно, в результате волочения надвигаемых покровов. Субсеквентная фаза термального метаморфизма, проявления которой мы находим южнее, в так называемой Лепонтенской области нижних пеннидских покровов Тессина (ср. следующий раздел), дала амфиболы с беспорядочной ориентировкой, возраст которых определен в 30—16 млн. лет. Определенный Ягер Rb/Sr-методом возраст биотитов (16 млн. лет), по-видимому, отражает какой-то конечный орогенический процесс, период сжатия всего региона (полный отчет об этой работе см. в [47]).

Таким образом, современные исследователи, как и сторонники классической картины Альп, считают, что центральные массивы сложены доальпийским коровым материалом. Герцинский возраст некоторых пород подтвержден результатами радиометрического датирования их минералов. Изменения во взглядах выразились только в принятии альпийского возраста метаморфизма этих пород. Сейчас уже совершенно ясно, что масштабы альпийской орогении были значительно бо́льшими, чем это принималось раньше из данных общего анализа тектоники.

Новые идеи о довольно значительной роли альпийской тектоники в центральных массивах соответствуют более ранним выводам Зандера из Инсбрука. Зандер, один из основателей микротектоники, всегда утверждал, что микроструктуры в Альпах повсеместно демонстрируют альпийские направления как в древних ядрах, так и в более молодых сериях. Именно он получил доказательства структурной перестройки, «переформовки» (нем. Überprägung, англ. re-stamping). Микротектонический анализ центральных массивов, выполненный Квале [51], подтвердил построения Зандера. Однако современные определения абсолютного возраста радиометрическими методами доказывают такую перестройку, по-моему, гораздо надежнее, чем микротектонический анализ.

Мы уже показали, что в соответствии с классической картиной существует фундаментальное различие между центральными массивами и кристаллическими ядрами пеннидских покровов, «внешними» и «внутренними» массивами по французской номенклатуре. В противоположность центральным массивам, сложенным древним, нереактивизированным материалом коры европейского континента, кристаллические ядра пеннид рассматривались как полностью реактивизированные и встроенные в систему покровов. Более того, в некоторых интерпретациях кристаллические ядра пеннид относили к древнему Африканскому континенту, южному побережью Тетиса. Теперь мы знаем, что хотя центральные массивы не включены в состав крупных альпийских элементов, они претерпели во время этой орогении более или менее полную регенерацию слагающего их материала и некоторую тектоническую мобилизацию.

Различие между «внешними» и «внутренними» массивами стало не столь резким, как раньше, поскольку теперь считается, что первые из этих массивов были мобилизованы во время альпийской орогении в гораздо большей степени, чем предполагалось ранее. В классической картине представить такое было бы трудно, поскольку предложенная модель нуждается в твердых блоках коры центральных массивов для создания южной границы Европейского континента, на которую наталкивались осадочные геосинклинальные толщи Тетиса.

Однако в связи с новыми идеями гравитационной тектоники, в которых, как мы увидим, тангенциальное сжатие уже не играет преобладающей (а возможно, и вообще какой-либо) роли, вопрос о подвижности этой предполагаемой южной границы Европейского континента теряет свою актуальность. Вновь обретенная мобильность центральных массивов хорошо согласуется с современной тенденцией отрицания эмбриональных кордильер — ведь теперь мы уже не нуждаемся в жесткой южной границе Европейского континента, на которую дно Тетиса наталкивалось еще в эмбриональную фазу орогении.

Хотя различия между «внешними» и «внутренними» массивами вырисовываются уже не столь контрастно, как в классической картине, их тектоническое положение продолжает трактоваться различно. Центральные массивы рассматриваются как часть фундамента, с которого сорван альпийский осадочный чехол. В то же время кристаллические ядра пеннид и австрид считаются частями фундамента, играющими тектонически активную роль в альпийских покровных структурах. Однако в последних из указанных элементов мы встречаемся с еще одним открытием — оказывается, что часть этих «ядер» в более глубоких покровах сложена материалом, метаморфизованным во время альпийской орогении. Но об этом речь пойдет в следующем разделе.

МЕТАМОРФИЗМ И МИКРОТЕКТОНИКА ПЕННИД

Такое же положение с классической картиной мы наблюдаем и в пеннидах. Исследования, приведшие к возникновению новых идей, проводились петрографами и тектонистами, а также их гибридными отпрысками — специалистами в области структурной петрологии.

В классической картине кристаллические ядра пеннидских покровов, слагающие большую часть этих структур, интерпретируются как предальпийский фундамент, лишь слегка затронутый региональным метаморфизмом. Такое положение вполне согласуется с тем фактом, что осадочный ореол ядер (бюнднерские сланцы) также испытал только слабый региональный метаморфизм, который связан, как полагали, с геосинклинальной фазой. Отсюда следует, что любые массивные гранитные породы, развитые в пределах кристаллических ядер пеннид, должны представлять собой альпийские магматические интрузивы в соответствии с классической картиной.

Э. Ниггли обратил внимание на тот факт, что в одной из зон швейцарских пеннид наблюдается относительно интенсивный метаморфизм как в ядрах покровов, так и в бюнднерских сланцах. На этой площади проявления интенсивного метаморфизма обнаруживается отчетливо выраженная зональность; наибольшие изменения претерпели породы, приуроченные к центральной части зоны [62].

Зональность независима от отдельных покровов, которые она сечет, следовательно, она возникла позже образования серии покровов пеннид. По мнению Ниггли, это является следствием статического метаморфизма, обусловленного действием вышележащих покровов, впоследствии уничтоженных эрозией.

От такой интерпретации отказались по нескольким причинам. Чаттерджи [14] считает, что Ниггли, очевидно, сопоставлял полиметаморфические зоны, что лишает силы концепцию в целом. Венк [98, 99] предпочитает считать причиной этого экстрастатического метаморфизма какой-то глубинный термальный источник. Идеи Венка нашли отражение, в частности, в опубликованном им в 1966 г. продольном разрезе пеннидских покровов, на котором показано распределение низко- и высокотемпературных минералов. Наконец, Плесман и Вундерлих [68], а также Чаттерджи [15] указывают на важное значение микротектонических структур и отдают предпочтение не статической, а динамической интерпретации.

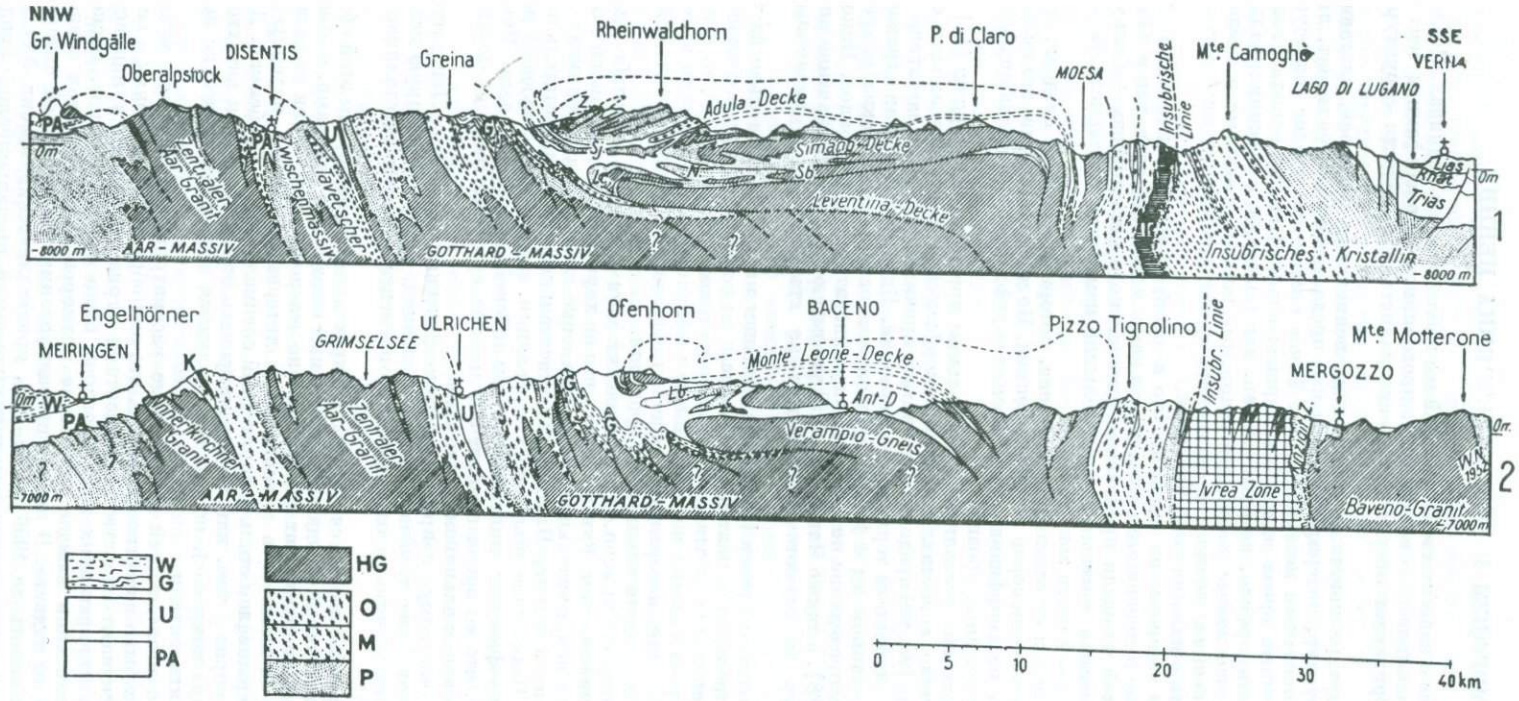
Э. Ниггли, К. Ниггли и Грезер [64, 63] на большом материале тщательно изучили вопрос о возможности проявления полиметаморфизма и на основании карт, составленных для шести ключевых минералов, подтверждают свою раннюю концепцию о том, что распределение этих минералов связано не с отдельными покровами, а с Альпами в целом. Интерпретация этого явления, которая пока еще не произведена, будет связана, видимо, с влиянием многофазной истории альпийской орогении.

В более общем плане стало ясно, что альпийский метаморфизм в масштабе земного шара был явлением специфическим. Рувер считает, что он характеризуется фацией глаукофановых сланцев. Почти исключительное распространение глаукофана в пеннидах Альп хорошо проиллюстрировано Ван-дер-Пласом [93]; описательный материал читатель найдет в работе Бирта [9, 10]. Возможное объяснение корреляции, видимо существующей между распространением глаукофановых минералов и альпийской орогенией, дано Рувером [25], который полагает, что во время проявления древних орогений геотермальный градиент был выше, чем во время альпийской орогении.

Обратившись к частному вопросу — метаморфическим породам Лепонтенской области развития гнейсов более глубоких покровов пеннид, мы увидим, какую историю развития претерпела интерпретация одного только элемента — части кристаллического ядра покрова Адула [58].

До принятия покровной теории считалось, что кристаллические породы этой области представляют собой автохтонный фундамент, сложенный слюдяными сланцами, амфиболитами и гнейсами. Последние содержат слюду яблочно-зеленого цвета — так называемый фенгит, неоднократно описанную в региональной литературе. Такой интерпретации вплоть до 1910 г. придерживался столь авторитетный специалист, как Грубенман. Дискутировался не только вопрос о том, как интерпретировать эти породы (как автохтонный фундамент или как ядра покровов), но и о том, являются эти кристаллические породы магматитами или же мигматитами.

В первый период исследований детально не рассматривались прослои мраморов и доломитов, о которых было известно только то, что они образуют включения в гнейсах и повсеместно обнаруживают сходство с элементами триаса. Однако в наппистских (от nappe — покров) интерпретациях этим прослоям было отдано должное, поскольку сторонники данной концепции каждое включение мраморов или доломитов связывали с наличием крупной зоны надвига. В период превалирования тектонической интерпретации, продолжавшийся вплоть до 1956 г. [59—61], кристаллический массив Адула рассматривался только как тектонически реактивизированный предальпийский фундамент (фиг. 114). Однако уже с 1936 г. в литературе начали появляться высказывания о том, что свой современный облик кристаллический массив Адула приобрел в основном (если не целиком) во время проявления альпийского метаморфизма. Мюллер пришел к заклю-



Ф и г. 114. Два разреза центральной Швейцарии, на которых показана тектоническая интерпретация кристаллических ядер пеннидских покровов [60].

Слева Аарский массив с покровами гельветид (PA — чехол параавтохтонных и автохтонных осадков, W — покров Вильдхорн), срединный массив Тавеч и Готардский массив (U — «корневая зона» гельветид, G — осадочный чехол Готардского массива). Затем следуют покровы пеннид, «корневая зона» (зона Ивреа и Инсубрийская зона) и (в верхнем правом углу) Южные Альпы. Кроме мезозойских бюнднерских сланцев, образующих чехол покровов пеннид (показано белым), все ядра кристаллических пород интерпретируются как докембрийский фундамент (HG — герцинские граниты, O — ортогнейсы, M — мигматиты, P — парагнейсы). В соответствии с современными данными кристаллические ядра пеннид интерпретируются как древний и (или) молодой материал, подвергшийся метаморфизму, метасоматозу и гранитизации во время альпийской орогении. Граниты Баверно (в нижнем правом углу) интерпретируются как эквивалент герцинских центральных массивов. По данным определений абсолютного возраста [44], их отнесли к границе пермокарбона (270 млн. лет), однако они моложе. Возможно, они связаны с другими гранитными телами Южных Альп, в частности с Чима-д'Асте, имеющими тот же возраст. Последние вместе с массивными игнимбрит[е]выми риолитами Южных Альп Д'Амико [20] выделяет в позднегерцинскую Венецианскую магматическую провинцию, см. стр. 302.

чению, что хотя фенгитовые гнейсы Адула местами и содержат остатки древних, возможно герцинских, метаморфитов, они, как и более древние породы, были почти полностью вновь мобилизованы во время проявления альпийского метаморфизма. Этот метаморфизм, происходивший в несколько раздельных этапов, обусловил образование даже пластических пород, ныне слагающих гранитные тела в пределах развития мигматитов.

Следовательно, отпала необходимость конструировать для каждого кристаллического массива ядро доальпийского возраста. Зато тектонический анализ стал значительно труднее, поскольку теперь всякий раз приходилось определять, какие из гнейсов действительно содержат доальпийские элементы.

Интерпретация, базировавшаяся на результатах микротектонического анализа Вундерлиха и его сотрудников, почти целиком сводилась к динамической точке зрения. Она исходит из того, что возможность альпийского метаморфизма появилась лишь тогда, когда тектонические деформации в Альпах достигли уровня, приведшего к мобилизации всех пород.

Это исследование — своего рода возрождение работ Зандера из Инсбрука. Зандер начинал работать как альпийский геолог. Книга этого автора читается с трудом [75, 76], но он хорошо знал, где проводить микротектонические исследования. Свои наблюдения он всегда проводил на отдельных крупных тектонических единицах. И все же выводы Зандера о генезисе и возрасте неизбежно оказываются весьма неопределенными, на что мы уже обращали внимание при обсуждении работ Хеннера в Рейнских Сланцевых горах. Выше уже говорилось о том, что основной вывод Зандера об альпийской «перестройке» всего древнего материала созвучен данным более поздних исследований. Однако распространять столь общие заключения на более частные рискованно.

У меня есть все основания сомневаться и в ценности результатов, полученных Вундерлихом [101]. Для того чтобы микротектоника давала ценные результаты, она должна ограничиваться статистической обработкой микроструктур внутри какой-то однородной площади. Микротектоническими исследованиями должна быть покрыта если не вся эта площадь, то по крайней мере ее большая часть. Карты масштаба 1 : 2 000 000 или 1 : 4 000 000, на которых микротектонические структуры показаны толстыми стрелками, разбросанными как изюминки в тесте, не представляются убедительными. В лучшем случае они могут свидетельствовать о возможном присутствии структур, связанных с макротектоникой, с метаморфизмом или и с тем и с другим. Детальное изучение структур должно производиться в пределах отдельных макротектонических единиц — именно таким путем удалось получить ценные результаты при изучении микротектоники Готардского массива [51].

ГРАВИТАЦИОННАЯ ТЕКТОНИКА

Как уже отмечено на стр. 172, вопрос о движущей силе образования покровов первоначально не играл большой роли в истории развития покровной концепции. У создателя покровной концепции Бертрана мы находим весьма поэтичное описание образования покровов в результате гравитации. Производя сравнение местного покрова в Нижнем Провансе (стр. 332) с покровами Гларус и Миди во франко-бельгийском угольном бассейне, Бертран [11] пишет: «...ces grand plis couchès, qui se déroulent, s'allongent, forment de larges trainées audessus des couches plus récentes, et simulent de veritables coulées de terrains sédimentaires, rappelant presque les coulées de basaltes» [1]. Результатам гравитационной тектоники вряд ли когда-нибудь было сделано более проникновенное посвящение, которое я даже не решился перевести на английский язык.

Шардт [78], как мы видели, также интересовался главным образом самим фактом существования покровов. Это было реальностью, вытекавшей из данных полевых работ, в то время как генезис покровов представлялся совсем иным, теоретическим аспектом. Поскольку, как мы показали выше, модель остывающей и испытывающей коробление Земли снабжала необходимой движущей силой тангенциальное сжатие (а не гравитационную тектонику), то именно тангенциальное сжатие и считалось причиной образования покровов.

Итак, тангенциальное сжатие никогда не было подтверждено полевыми наблюдениями. Тем не менее оно столь утвердилось, что «бремя доказательства» [2] ныне возложено, напротив, на сторонников гравитационной тектоники.

Обратившись к истории, мы должны отметить, что первые еретики, такие, как немецкий ученый Харман и австрийский ученый Ампферер, получили образование в технических вузах. Будучи знакомы с техническими свойствами материалов, они не могли поверить в то, что тангенциальное сжатие способно двигать и надвигать такие тела, как покровы,— не только чрезвычайно тонкие, но и крайне протяженные в горизонтальном

[1] «...эти нагромождения больших лежащих складок, вытянутых, волочащихся поверх более молодых образований, создают впечатление настоящего течения осадочного материала, так напоминающего течение базальтов».

[2] Юридический термин.

направлении. Взамен этого они предположили, что единственной силой, способной производить подобные структуры, является гравитация, затрагивающая каждый элемент тектонического тела.

Очевидно, теоретические выкладки были сделаны слишком рано, чтобы они нашли всеобщее признание. Как курьезный факт следует отметить, что основным толчком к широкому признанию гравитационной тектоники послужили не механические свойства пород, а полевые геологические исследования. И более того, эти исследования были проведены 50 лет спустя в том же районе, в котором Шардт показал, что данные полевых работ не дают возможности сделать выбор между тангенциальным сжатием и гравитацией, т. е. в швейцарских Альпах.

Новые идеи получили развитие главным образом благодаря усилиям Ганьебена [54, 38]. Как мы покажем далее, Предальпы по стратиграфии и тектоническому стилю весьма отличны от других покровных единиц альпийской Европы. Именно этим и объясняется то, что Ганьебен предложил гравитационную тектонику только для Предальп, в то время как для всех остальных альпийских покровов все еще принималось тангенциальное сжатие.

Хотя такое различие в тектоническом стиле Альп и других систем покровов действительно существует, отношение к нему с тех пор медленно и зачастую почти незаметно начало изменяться; сейчас уже многие авторы пытаются объяснить при помощи гравитации образование всех покровов в альпийской Европе. Одним из первых гравитационную тектонику принял Жинью [39]; тогда же, в 1950 г., эта концепция была применена Фалло в Южных Альпах [31]. Затем мы встречаем в литературе намеки на то, что формирование швейцарских гельветид может быть объяснено только гравитационным скольжением, и еще более уклончивые намеки на то, что если гельветиды сформировались в процессе гравитационной тектоники, то нет никаких оснований предполагать, что пенниды образовались в результате тангенциального сжатия.

Какие же доказательства проявления гравитационной тектоники находят в покровах эпидермального типа? Это структуры, происхождение которых трудно объяснить проявлением тангенциального сжатия. Рассмотрим три типа таких структур: 1) Branden der Deckenstirne, 2) Voraneilen der jüngeren Schichten швейцарских тектонистов и 3) chevauchements intercutanés французских авторов.

Branden der Deckenstirne — «вздывливание» фронтальных частей покровов. Введение этого названия основано на том факте, что покровы гельветид повсеместно обнаруживают спокойную, почти горизонтальную структуру, за исключением их фронтальных частей, которые смяты в узкие сжатые складки, следующие вплотную одна за другой (см. известный рисунок сжатых складок Сентис, северо-восточная Швейцария, выполненный Геймом, фиг. 129).

Покров должен испытывать коробление в месте наибольшего взаимодействия между движущей силой и сопротивлением трения. В гравитационном скольжении таким местом служит вздыбленная фронтальная часть покрова.

Такая структура свойственна не только гельветидам, хотя лучше всего она развита, видимо, именно в этой системе покровов, в частности в уже упоминавшемся выше покрове Адула.

Весьма часто во фронтальных зонах смятия выступает тип складчатости, именуемый каскадным. В таких зонах осевые плоскости сжатых складок уже не субвертикальны, как, например, в покрове Сентис, а падают под углом 45° и даже меньшим. Серии каскадных складок едва ли можно интерпретировать иначе, чем слои, погружающиеся в депрессию под влиянием действия силы тяжести.

Voraneilen der jüngeren Schichten, опережение более молодыми слоями более древних, означает, что в рамках какой-то определенной эпидермальной структуры более молодые слои смещены, как правило, на наибольшие расстояния. Эта особенность, четче всего выраженная в швейцарских гельветидах, где она была впервые описана, свойственна всей Альпийской цепи.

Наиболее наглядный пример мы находим в гельветидах северо-восточной Швейцарии. С севера на юг здесь представлены: Меловой покров (бывший покров Друсберг — Сентис), сложенный главным образом мелом, затем Юрский покров (бывший Осевой покров), сформированный в основном элементами юры, и, наконец, покров Веррукано (бывший покров Мюрчен), в строении которого основную роль играют пермские веррукано.

Эта ситуация хорошо согласуется с концепцией гравитационной тектоники, согласно которой самые верхние элементы серии обладают наибольшим энергетическим потенциалом. В то же время с моделью тангенциального сжатия такую ситуацию увязать трудно. Во-первых, тогда следовало бы принять дифференцированное сжатие, заставлявшее верхние части серии опережать нижние на несколько десятков километров. И если бы даже такая модель дифференцированного сжатия и была принята, проявления наиболее интенсивных движений следовало бы ожидать не в кровле, а в подошве серии, где движущиеся коровые массы обусловливают действие тангенциальных сил.

С классическим примером «внутриформационного надвига» (chevauchements intercutanés) мы встречаемся в структуре Ройя во французских Альпах [31] (см. фиг. 158, 159). В таком типе структур мелкие и крупные субгоризонтальные надвиги развиты в на вид спокойно залегающей псевдоавтохтонной осадочной серии.

Тектонические движения происходили не только между фундаментом и эпидермальным осадочным чехлом, но также и внутри эпидермиса. Внутренние движения выражались во включении аллохтонных элементов (как более молодых, так и более древних) в нормальную серию эпидермиса, которая сама надвигалась на фундамент. Субгоризонтальные движения, следовательно, должны были происходить и на верхнем, и на нижнем контактах этих аллохтонных элементов, несмотря на то что спокойно залегающая верхняя часть осадочной серии перекрывает внутреннюю структуру без видимого перерыва.

Для многих геологов существование таких структур явилось основным аргументом в защиту гравитационного оползания и против тангенциального сжатия. Внутриформационные надвиги позже были найдены во многих других местах Альпийской цепи, но роль, которую сыграло описание Фалло структуры Ройя, была огромной. Я думаю, что именно поэтому подавляющее большинство французских геологов встало на защиту срыва («décollement»).

Как и во времена Шардта, доказательств в защиту тангенциального сжатия или гравитационной тектоники в общем нет. Однако появляется все больше и больше описаний отдельных разрезов, строение которых легче всего объясняется именно при действии гравитационной тектоники. Учитывая то, что всего лишь два десятилетия назад тангенциальное сжатие считалось общепризнанным мотором тектоники, распространение признания концепции гравитационной тектоники кажется поистине удивительным. Тем более удивительно, что именно на последнюю из этих концепций возложено «бремя доказательств».

Конечно, в скорости распространения признания гравитационной тектоники наблюдаются региональные или даже национальные вариации. В Швейцарии Кадиш [13] еще упорно сопротивлялся новым идеям, в то время как французская литература начиная примерно с 1950 г. насквозь проникнута идеей срыва в результате гравитационного скольжения.

ВРЕМЯ СКЛАДЧАТОСТИ И ОРОГЕНИЧЕСКИЕ ФАЗЫ

По вопросу о времени складчатости и орогенических фазах существует столь обширная литература, что я уделю этому вопросу только беглое внимание. В модели гравитационной тектоники точные данные о времени орогенических движений (т. е. местной или региональной складчатости) имеют значительно меньшее значение, чем в модели тангенциального сжатия. Это позволит нам избежать большинства противоречий, возникающих при интерпретации различных разрезов.

В модели тангенциального сжатия орогенические движения — это непосредственный результат действия первичных орогенических сил. Предполагается, что движения должны быть одновременны с орогенической фазой. В то же время в гравитационной тектонике орогенические движения, складчатость, надвигообразование и покровообразование — только вторичные явления (результат первичных вертикальных движений коры, поставляющих необходимую энергию). При этом складчатость и надвигообразование могут либо непосредственно следовать за первичными вертикальными движениями, либо отставать от них на какой-то короткий или длительный период в зависимости от сопротивления, оказываемого гравитации. Последнее зависит целиком от местных условий, определяющих значительные колебания во времени проявления вторичных движений, вызванных одними и теми же первичными вертикальными движениями.

В изображении модели тангенциального сжатия имелись резкие противоречия между теми, кто утверждал синхронность орогенических движений по всему миру (концепция Штилле), и теми, кто отстаивал их местное или региональное распространение во времени и пространстве. Иной аспект этой проблемы в свете гравитационной тектоники впервые был изложен Фалло [33]; несколько лет спустя я попытался суммировать все «за» и «против» в воображаемом диалоге между геологом-угольщиком и университетским профессором [72]. Был сделан вывод о широком варьировании орогенических движений во времени и пространстве, как этого и можно было ожидать, исходя из теории гравитационной тектоники.

Другим осложнением является тот факт, что альпийские геоморфологи зачастую чрезмерно преувеличивают роль новейших движений. Поэтому периоды поднятия, осуществлявшегося значительно позже складкообразования, но приводившего к интенсивной эрозии, обозначаются как «главная фаза» орогении. Изучая альпийскую литературу, не следует путать такие посторогенические изостатические подвижки с истинно орогеническими фазами в геологическом смысле.

Однако следует отметить, что существуют различия во времени складчатости, имеющие действительно важное значение. Например, наиболее молодые движения проявляются, по-видимому, вдоль внешних границ складчатых поясов. Так, миоценовая моласса тектонически деформирована с интенсивным взбросо- и надвигообразованием именно вдоль альпийского краевого разлома, в то время как в других местах она едва затронута тектоническими движениями.

В качестве другого примера следует указать, что в австридах (но не гельветидах и пеннидах) отчетливо различаются две главные фазы: более древняя, предгозауская

(стр. 253), т. е. допозднемеловая, и более молодая, нормальная альпийская, примерно олигоценового возраста.

Как третий пример можно отметить тот факт, что в Пиренеях и цепях Прованса их главная фаза в эоцене («пиренейская фаза») проявилась раньше, чем в собственно Альпах.

Если не считать этих существенных различий, то можно сказать, что большая часть спорных вопросов о «возрасте складчатости» в Альпах не имеет большого значения для восприятия общей картины развития альпийской Европы и в данном тексте не рассматривается.

«КОРНЕВАЯ ЗОНА»

Логически казалось бы, что в соответствии с новыми взглядами концепция корневой зоны потеряла свое значение. Конечно, можно говорить о том, что покровы, соскользнувшие в результате гравитации с какой-то возвышенной части земной коры, также имеют «корни». Однако в этом случае «корень» означает только линию, вдоль которой тыловой конец покрова имел контакт с частью той же самой серии, которая не участвовала в скольжении. Это так называемый «разлом отрыва» (break-away fault) [62].

Такой разлом отрыва весьма отличен от «корневой зоны» прежней концепции. Корень покрова рассматривали как пояс субвертикальных пластов в рубце коры, из которого был выжат покров.

Было бы чрезвычайно хорошо, если бы гравитационной тектонике удалось решить или хотя бы упразднить проблему корневой зоны. Из всех проблем альпийской геологии проблемы, связанные с корневой зоной, были наименее приятными. Однако к этому еще не пришли. Например, появляются рисунки, на которых изображена настоящая корневая зона в полном соответствии с классической картиной покровов — я имею в виду разрез швейцарских Альп, составленный Трюмпи [88].

Не говоря уже о той большой роли, которую корневая зона играла в классической картине (в качестве корневой зоны пеннидских покровов), значительный интерес для классической теории покровов представляла также внутренняя структура корневой зоны, ибо таким путем удавалось проводить различие между «истинными» покровами и «вторичными» виргациями или инволяциями покровов. Теория гласила, что корни есть только у первых из них. Покровная систематика, так же как любая другая систематика, имела верных приверженцев и раскольников, разногласия между которыми и пытались разрешить, изучая вопрос о корневой зоне. Однако из-за сложности структуры толкование корневой зоны приспосабливалось к той теории, которой придерживался исследователь. Сторонники теории покровов — напшисты — находили лишь немного отдельных корней, однако раскольники изыскивали их столько, сколько было нужно. Литература по корневой зоне весьма запутанна из-за этих разногласий в покровной систематике.

Как это было в отношении применения новых идей в центральных массивах, сомнению подвергался не сам факт существования определенной обособленной зоны, а ее теоретическое истолкование с позиции концепции корневой зоны. Нет никаких сомнений в том, что эта корневая зона (лучше «бывшая корневая зона» или даже «корневая зона») существует и образует одну из основных единиц в общей структуре Альп.

В настоящее время предпочтительно применение описательных обозначений. С запада на восток «корневая зона» начинается зоной Ивреа. Зона Ивреа, понимаемая в широком смысле, включает такие параллельные подзоны, как зона Канавезе, зона Сезия и Кинцингитовая зона, которые иногда выступают дифференцированно, а иногда нет. Восточнее следует значительно более узкая зона Тонале, часто называемая «линией Тонале». На восток от этого элемента «корневая зона» приурочена к разлому Джудикария (Юдикария) север-северо-восточного простирания. Далее на восток она прослеживается как «линия Пустер», «линия Гайль» и, наконец, «линия Караванки».

Множество местных наименований следует рассматривать как путеводитель к региональной литературе, поскольку в общем обзоре мы не имеем возможности вдаваться в детали. К тому же такие детали здесь не столь важны, как основной факт — повсеместное структурное сходство «корневой зоны». Это зона залегающих почти вертикально метаморфизованных и интенсивно деформированных пород шириной 20 км или менее, длиной 400 км, в которой представлены все посторогенические интрузии Альп. Она не только отделяет Северные Альпы (пенниды на западе и австриды на востоке) от Южных Альп, но и характеризуется своим собственным типом структуры.

Независимо от ее интерпретации «корневая зона» совершенно очевидно является крупным рубцом в земной коре. Но когда и как образовался этот рубец, пока еще не совсем ясно. Мы даже не можем с определенностью сказать, сформировался ли он в течение единой, возможно продолжительной тектонической фазы или же частично относится к значительно более древнему периоду.

Не исключена возможность, что «корневая зона» является комплексом. Как сильно деформированная и метаморфизованная зона она ведет себя на западе, к югу от пеннидских покровов. В ее восточной части, все еще сильно деформированной, породы (по крайней мере породы, выходящие на поверхность) метаморфизованы слабо или вообще не метаморфизованы; они принадлежат к осадочному чехлу (гл. 13).

Данные геофизических исследований, освещенные в следующем разделе, по-видимому, подтверждают сложное строение «корневой зоны». Судя по результатам сейсмического анализа, гравиметрическое поднятие Ивреа сформировано крупным телом основного состава, не имеющим аналогов в восточной части «корневой зоны».

ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ КОРНЯ АЛЬП

Напомним, что упоминавшаяся в предыдущем разделе «корневая зона» не имеет ничего общего с корнем Альп геофизиков. Последний — гипотетическая структура, предложенная для объяснения факта существования пояса отрицательных аномалий силы тяжести, совпадающего с главным телом Альп.

На основании соображений об изостазии было принято, что он сформировался за счет избытка сиаля, обусловленного укорочением коры во время образования Альп.

Факт существования изостатического корня Альп в противоположность значительно более узкой «корневой зоне» хорошо известен. Он упоминается во всех учебниках по тектонике. И хотя чрезвычайная сложность обстановки в последние годы усугубилась обнаружением узкой положительной аномалии поднятия Ивреа (фиг. 115, 116), об этом факте можно было бы не упоминать, если бы не некоторые важные новые исследования.

Новые исследования — результат международного сотрудничества группы сейсмологов, организовавшей в многочисленных пунктах наблюдения за распространением волн нескольких произведенных в высокогорных альпийских озерах крупных искусственных взрывов с максимальным зарядом до 25 т взрывчатого вещества. Техника этих операций по меньшей мере непроста не только потому, что многочисленные наблюдательные пункты должны были быть приведены в состояние готовности одновременно, но и потому, что озера весьма труднодоступны. Выбирались озера, расположенные на такой высоте, чтобы взрыв не мог нанести никакого ущерба [16—19, 35, 70].

Если оставить без внимания местное осложнение в виде поднятия Ивреа, то сейсмические исследования показали, что введенный гравиметристами «корень» не мог сформироваться просто за счет погружения сиаля в ходе тангенциального сжатия. Обнаружено, что в действительности отрицательная аномалия силы тяжести соответствует утолщению коры, а не верхнего сиалического слоя. Толщина гранитно-осадочного слоя над поверхностью Конрада почти не отличается от его нормальной мощности. В то же время «базальтовый», или «промежуточный», слой между поверхностями Конрада и Мохоровичича характеризуется значительным утолщением (фиг. 117).

Клосс [17] говорит: «Утолщение базальтового слоя без соответствующего изменения мощности гранитного слоя, возможно, указывает на какой-то особый, происходящий на глубинах 20—70 км или еще больших, процесс, детали которого нам пока еще не известны». И далее: «В основной части Альп мы не смогли найти сейсмических доказательств тектонического перемешивания гранитного и промежуточного материала».

Для тела Ивреа Клосс [17] предполагает «утолщение базальтового слоя в результате каких-то неизвестных процессов, возможно сопоставимых с процессами, наблюдаемыми ныне вблизи Пуэрто-Рико».

Как и геологи, геофизики приходят к выводу, что классическая картина Альп, по-видимому, неправильна. Однако новой общепризнанной модели, способной заменить ее, пока еще не создано.

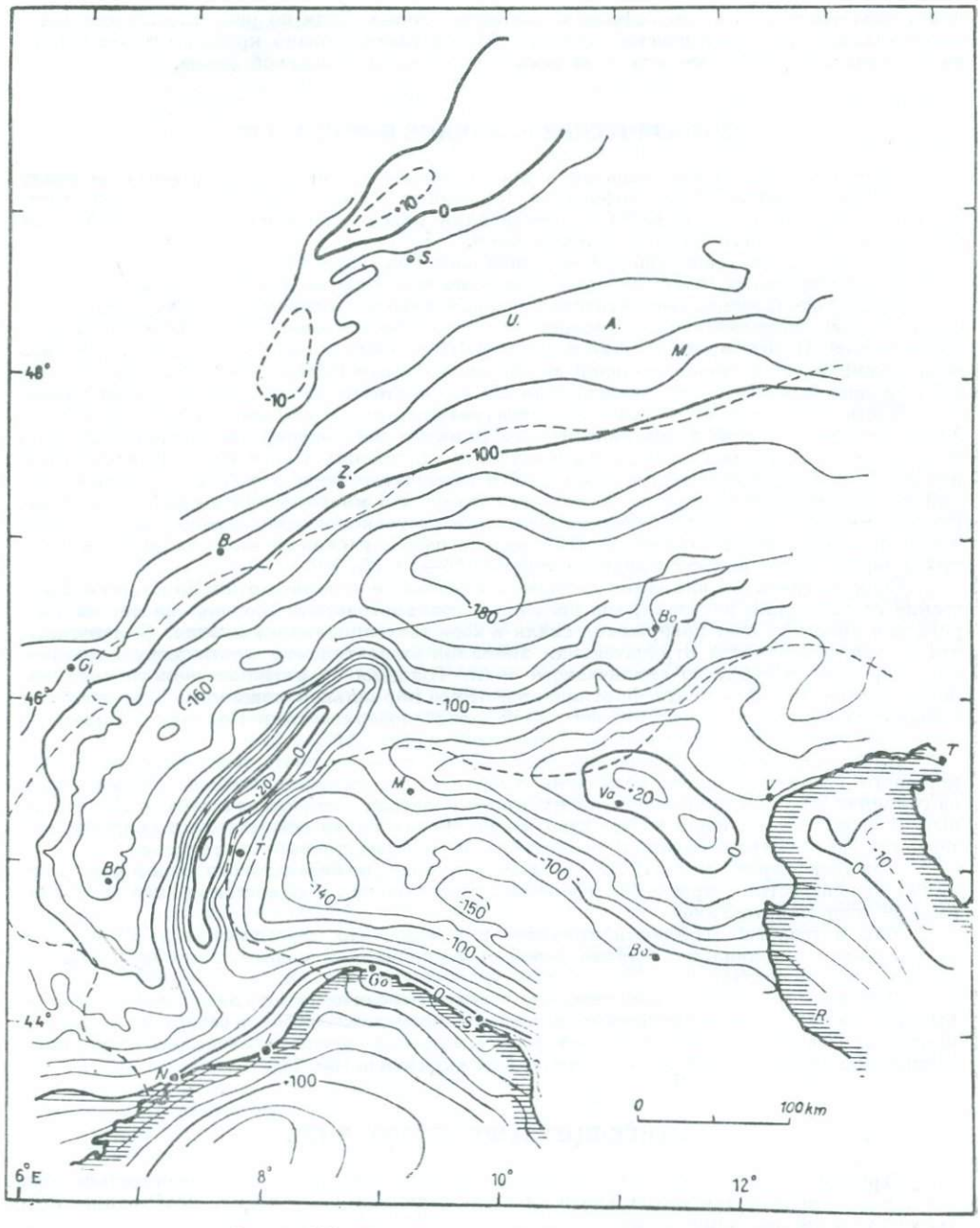
В заключение следует заметить, что в ходе геофизических исследований не удалось выявить даже следов аналогичного корня под расположенными к северу от Альп герцинскими возвышенностями. Следовательно, если такой корень и существовал там в конце герцинской орогении, то впоследствии он был уничтожен [69, 18].

ТАНГЕНЦИАЛЬНОЕ УКОРОЧЕНИЕ

Другим полезным аспектом гравитационной тектоники является значительно меньшая, чем в модели тангенциального сжатия, величина укорочения, необходимого для геометрической эволюции Альп.

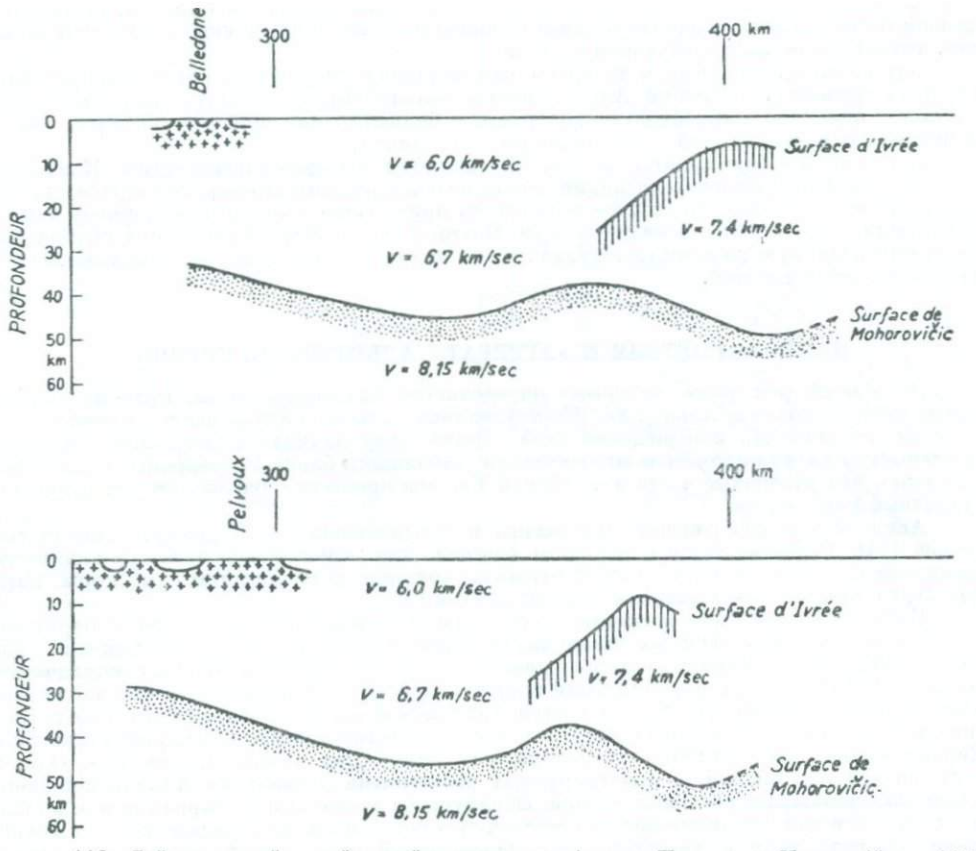
Одно то, что покров образован не из лежачей складки, а пластовым надвигом, уже влияет на требуемую величину укорочения. Значительно большее сокращение этой величины обусловлено тем, что (как в нашем примере с гельветидами, упоминавшимся в связи с «опережением более молодыми слоями») три единицы, рассматривавшиеся ранее в качестве раздельных покровов, ныне интерпретируются как эрозионные останцы одной тектонической единицы. Более детально этот вопрос рассмотрен Фалло [34] на примере швейцарских Предальп.

Цифры, принимавшиеся для тангенциального укорочения Альп, варьируют от 600 до 100 км. Эти изменения зависят главным образом от того, как интерпретируется структура гельветид и пеннид — как пластовые надвиги, сорванные в результате «опережения», или как опрокинутые складки, а также от тектонического положения, принимаемого для Предальп.

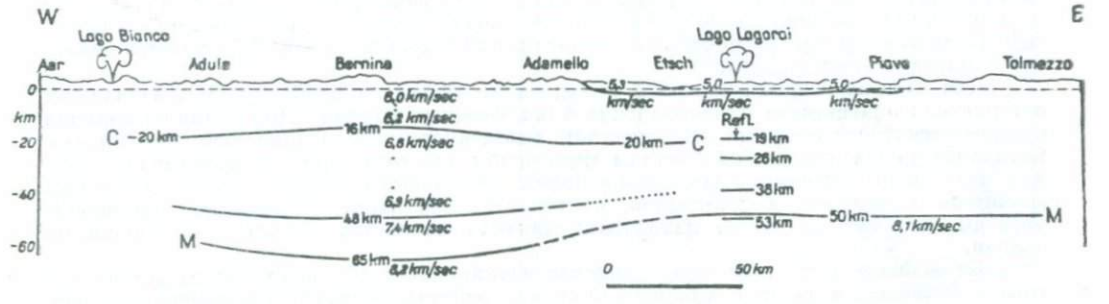


Ф и г. 115. Карта аномалий Буге в Альпах [17].

A — Аугсбург; B — Берн; Bo — Больцано и Болонья; G — Женева; Ga — Генуя; I — Империя; M — Мюнхен и Милан; N — Ницца; R — Римини; S — Штутгарт и Специя; T — Триест; U — Ульм; V — Венеция; Z — Цюрих. Прерывистой линией схематически показаны границы Альп. Корневая зона Альп хорошо маркируется отрицательной аномалией (более —100 мгал), контролирующей изгиб Альп от Ниццы на севере до Мюнхена на юге. Довольно неожиданной структурой является узкая зона положительных аномалий силы тяжести, располагающаяся по внутреннему крылу Западных Альп. Она совпадает с зоной Ивреа, называемой в литературе поднятием Ивреа. Восточнее «корневая зона», по-видимому, не контролируется столь четко геофизическими данными, ни гравиметрическими, ни сейсмическими.



Ф и г. 116. Сейсмический профиль французских Альп. Поднятие Иврea (фиг. 115) выявляется также данными сейсмического зондирования [16].



Ф и г. 117. **Сейсмический широтный профиль Альп от Швейцарии до Северной Италии** [18].

С — раздел Конрада; М — раздел Мохоровичича. Профиль сечет под углом покровы пеннид и Южные Альпы. Корневая зона Альп как по данным сейсмического зондирования, так и по данным гравиметрии располагается под пеннидским покровом Бернина. Эта зона образована, однако, не утолщением гранитного слоя над разделом Конрада, а утолщением слоев между поверхностями Конрада и Мохоровичича. Вначале их называли «базальтовыми», а теперь благоразумно именуют «промежуточными».

Я не буду больше вдаваться в детали подсчетов, поскольку они в значительной степени потеряли свое значение в связи с новым направлением науки — палеомагнетизмом, что мы и осветим в следующем разделе.

Курьезно, однако, что, в то время как величину укорочения коры, необходимого для геометрической эволюции Альп, удалось значительно уменьшить, палеомагнетизм открывает перед нами возможность значительно больших движений земной коры, происходивших во время альпийского орогенического цикла.

Конечно, эти две группы фактов не являются взаимоисключающими. Континентальный дрифт на большие расстояния совсем не обязательно должен был сопровождаться образованием покровов. Последнее могло быть приурочено к короткому периоду такого дрифта или вовсе не быть с ним связанным. Поэтому важнее изучить величину укорочения коры, определяемую по данным тектонического анализа, и сравнить ее с данными палеомагнитных исследований.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ И «АГРЕГАТ» АЛЬПИЙСКОЙ ЕВРОПЫ

Не в пример цифрам, которыми определяется укорочение коры, судя по данным тектонического анализа Альп (100—600 км), данные палеомагнитных исследований указывают на возможность перемещения этой горной цепи начиная с пермского времени на несколько тысяч километров относительно стабильного блока Мезоевропы. Более того, возможно, что различные части альпийской Европы прибыли с разных сторон и прошли различные расстояния.

Аналогичные соображения высказаны и в отношении более древних складчатых поясов [74]. Развитие такого большого орогена, как Альпийская цепь, по-видимому, несколько напоминает сборку частей агрегата, состоящего из мозаики глыб коры, которые первоначально были удалены одна от другой [73].

Палеомагнитные исследования дали первые указания на то, что в перми положение полюса для Южных Альп значительно отличалось от его положения для Мезоевропы, т. е. Европы, расположенной к северу от альпийского складчатого пояса [96]. Такие же отклонения были получены для других пермских местонахождений Южных Альп, а также для других частей Альпийской цепи — Нижнего Прованса, Корсики и Пиренеев. Сейчас точно доказано, что положение полюса для перми альпийской Европы существенно отлично от положений полюса для перми Мезоевропы. Однако в отношении отклонений, демонстрируемых различными элементами Альпийской цепи, никакого единообразия не наблюдается. Обнаружены значительные вариации как в склонении, так и в наклонении пермского остаточного магнетизма, что свидетельствует о существенных различиях в амплитуде тех перемещений и вращений, которые отдельные элементы Альпийской цепи, по-видимому, претерпели начиная с перми.

Палеомагнитные измерения дают возможность получить данные о наклонении магнитного поля во время формирования исследуемых пород и данные о магнитном склонении, измеренном относительно современной полярной оси. Непосредственным результатом этих измерений является определение палеошироты (но не палеодолготы). Косвенный подход возможен тогда, когда (как это имело место для перми Альп и Мезоевропы) прежнее магнитное склонение достаточно отличается от современного. В этом случае палеомагнитные изоклинали (и, конечно, также одновременные параллели), получаемые из замеренных значений наклонения, образуют значительный угол с современной системой. Привлекая данные региональной геологии, в таких случаях зачастую удается делать более определенные выводы.

Для Южных Альп такого рода исследование проведено Де-Бером [24], изучавшим историю палеомагнетизма Виченцианских Альп (северная Италия). Для перми он получил среднее магнитное склонение —20° вместо 0°, выведенного на основании известного экваториального положения южной границы Мезоевропы для того периода. Изоклиналь —20° для Мезоевропы, очерчивающая среднее положение полюса в пермское время, находится значительно севернее, в устойчивой, континентальной части Мезоевропы. Мы вполне уверены, что там не могла находиться никакая из частей Тетиса, ни северная, ни южная.

Ближайшее место, в котором пермская изоклиналь —20° переходит из устойчивой глыбы Мезоевразии на юг, в Альпийский складчатый пояс, находится в районе современных Гималаев. Это наиболее близкое к современному положение, которое Виченцианские Альпы могли занимать в пермское время. Поскольку у нас нет возможности измерить их палеодолготу, мы не имеем права исключать и возможность того, что Виченцианские Альпы в пермское время располагались далеко от своего современного положения. Из данных палеомагнитных измерений можно установить лишь то, что Виченцианские Альпы располагались на одновременной изоклинали —20°. Данные региональной геологии исключают возможность их расположения где-то на устойчивой глыбе Евразии, но отнюдь не в местах, ныне занимаемых Альпийским складчатым поясом.

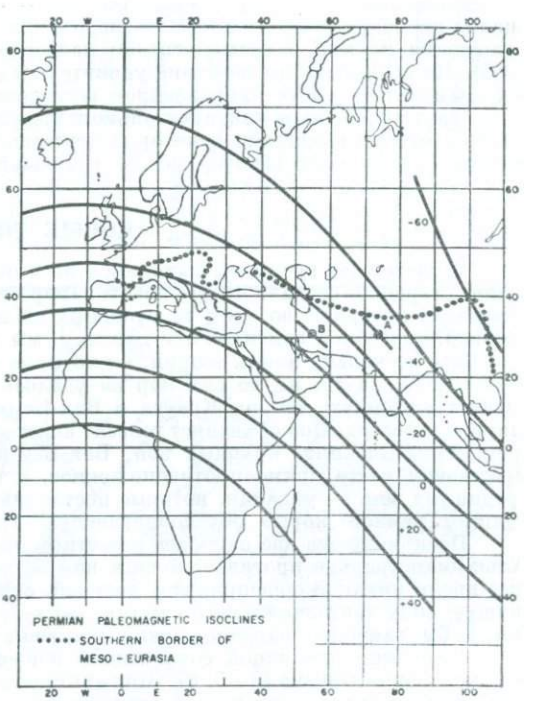
Де-Бер [24], оперируя приведенным выше минимальным значением, определяет величину дрифта Виченцианских Альп относительно Мезоевропы начиная с перми примерно в 5000 км (фиг. 118, 119).

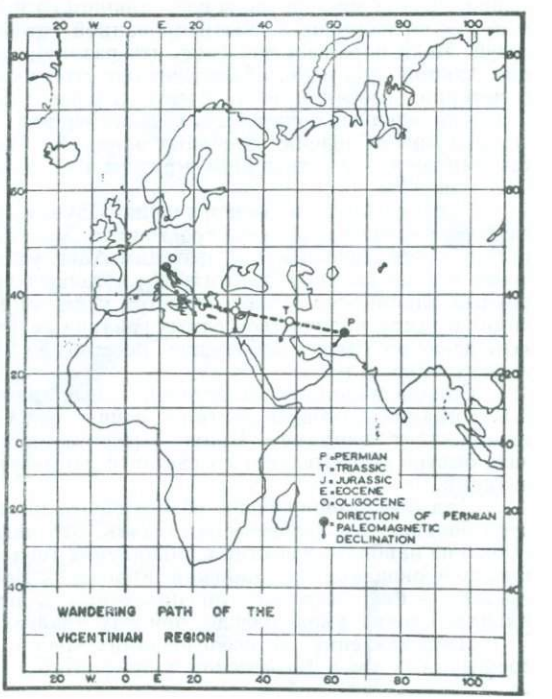
Ф и г. 118. Положение в перми Виченцианских Альп, к северу от Венеции, составляющих часть Южных Альп (по данным палеомагнитных измерений), и положение пермских изоклинальных кривых для Мезоевропы [24].

Положение *A* соответствует наклонению —30°, определенному Ван-Хильтеном [95] и де-Бером [24]; положение *B* соответствует наклонению —10°, определенному Финдхаммером (не опубликовано) и Гичеритом [41].

По-видимому, в перми Виченцианские Альпы находились на широте, совпадающей с областью между —10 и —30°, которая в те времена находилась севернее, в континентальной Мезоевропе. Положение, самое близкое к современному и применимое к Виченцианским Альпам, устанавливается там, где изоклинальные кривые проходят в южном направлении из Мезоевразии в Тетис.

Эта дедукция вполне логична, однако имеющиеся в нашем распоряжении фактические данные о дрифте весьма неопределены из-за слишком малого угла между пермскими изоклинальными кривыми и южной границей Мезоевропы. Изоклинальные кривые, используемые Ван-Хильтеном [96], основаны частично на старых и ненадежных палеомагнитных измерениях. Небольшое отклонение от среднего положения полюса для Мезоевропы и соответствующие изоклинальные кривые, возможно, требуют значительной поправки в величине дрифта, принимаемой для Виченцианских Альп [24].





Ф и г. 119. Миграция Виченцианских Альп относительно Мезоевропы, начиная с пермского времени [24].

Положения *A* и *B* фиг. 118 усреднены относительно *P*. Открытые кружочки отмечают менее надежные измерения. Миграция закончилась, по-видимому, в олигоцене.

Возможно, эта цифра покажется слишком высокой, поскольку более тщательный анализ пермских полюсов для Мезоевропы может показать некоторое смещение в среднем положении полюса и соответственно палеоизоклиналей (устное сообщение, Zijderveld, 1965). Но все равно это поистине удивительная цифра, совершенно неожиданно подтверждаемая целым новым направлением исследований [1].

Представления о континентальном дрифте таких неслыханных масштабов хорошо согласуются со взглядами некоторых тектонистов, доказывающих существование протяженных поперечных сдвигов между главными элементами альпийской Европы [65].

НОВЫЕ ТЕОРИИ

В настоящее время мы находимся не в очень удобном положении, поскольку, разрушив старое, не создали ничего нового. Теоретическая основа классической картины Альп оказалась неверной во всех ее основных положениях, однако никакой общепринятой теорией, способной заменить эту картину, мы не располагаем.

Есть несколько новых теорий; но хотя, за исключением одной, все они созданы два десятилетия назад, им до сих пор не удалось завоевать всеобщего признания. Из них следует упомянуть теории Крауса и Ван-Беммелена. Теория Крауса [48—50] наиболее широко известна. Она объясняет генезис некоторых альпийских структур «заглатыванием» (нем. Verschluckung) крупных зон. Ван-Беммелен [89—92], развивая идеи Хаармана, предложил нечто прямо противоположное, а именно воздымание с переменным знаком срединных зон — ундации, которые поставляют потенциальную энергию поверхностным толщам земной коры, обусловливающую гравитационную тектонику.

Поскольку эти две наиболее известные орогенические теории в объяснении генезиса Альп диаметрально противоположны, нам остается только констатировать, что в настоящее время никакой общепринятой теорией, способной заменить собой классическую движущую силу тангенциального сжатия, мы не располагаем. Нет и новой теории, которая могла бы заменить нагромождения покровов классической картины.

Возможно, что такой современной общепринятой теорией станет недавно предложенная теория Обуэна [3—5, 8]. Этот автор объединяет новые идеи гравитационной тектоники со старыми положениями о различиях между миогеосинклинальными и эвгеосинклинальными бассейнами и о миграции во времени главных орогенических фаз в сторону внешних частей складчатых поясов. В новой интерпретации классического двустороннего орогена (нем. Doppelorogen) Обуэн делает особый акцент на строго поляризованной структуре складчатого пояса и его тенденции к «вергентности» наружу. Для проверки теории Обуэна прошло пока еще слишком мало времени (фиг. 120). Я лично опасаюсь, что ее признают излишне схематизированной, чтобы она могла отражать истинное состояние вещей. Меня поражает тот факт, что различные главные элементы, совместно составляющие Альпийскую цепь, обнаруживают строгую дивергентность в своей общей структуре и истории, особенно если учесть первые результаты палеомагнитных исследований. И вообще едва ли может быть создана единая простая схема, объединяющая различные способы происхождения основных элементов, из которых, по-видимому, составлена Альпийская цепь. Аналогичные критические замечания уже высказывались, например, Дебельма [23].

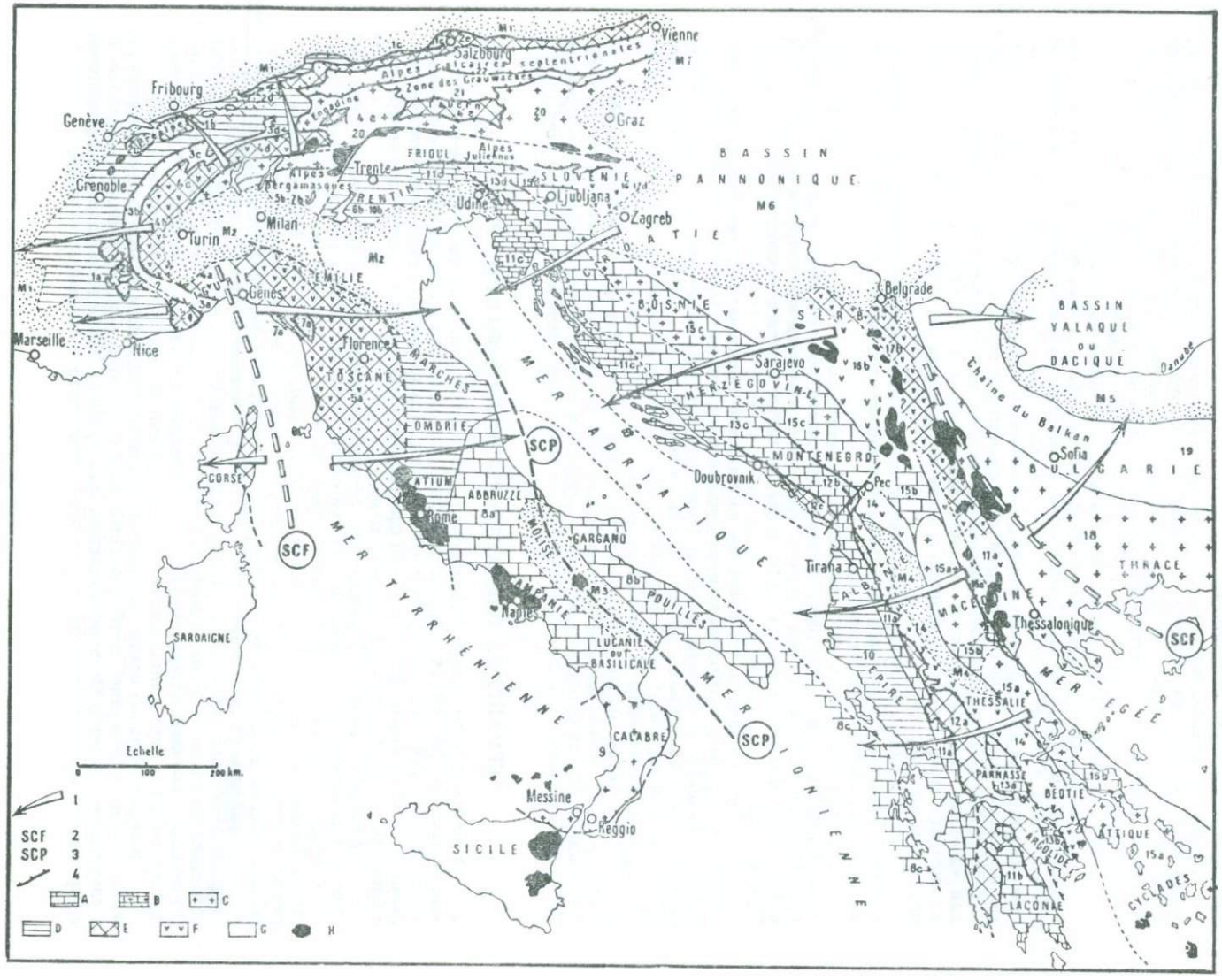
Если не брать в расчет теорию Обуэна, теоретизирование о происхождении Альп пребывает ныне в дремлющем состоянии. Маятник сдвинулся назад по сравнению с теми днями, когда первым исследователям Альп удавалось удачно экстраполировать на основании весьма скудных данных. В настоящее время, как заметил когда-то Элленберже, каждый альпийский геолог является узником собственной долины; при этом он сталкивается с таким количеством самых различных деталей, что не осмеливается экстраполировать даже на самые небольшие расстояния за водораздел, отделяющий его долину от остальных Альп.

Обилие накопленных деталей создает впечатление, что восприятие Альп в целом, т. е. создание всеобщей картины, сейчас под силу только теоретикам. На такой точке зрения стоит, например, Краус. Представляется, что любой факт, противоречащий теории, быстро сбрасывается со счетов и забывается, освобождая место для новых экстраполяций.

Для обеспечения более объективного подхода альпийским геологам требуется времени больше, чем человеческая жизнь. Это наглядно подтверждается на примере жизни одного из наиболее известных альпийских геологов — Фалло из Парижа. Хорошо изучив западное окончание альпийской Европы — Бетскую Кордильеру — и ее африканского аналога — Риф Марокко, он приступил к интенсивным исследованиям в Восточных Альпах, однако умер прежде, чем ему удалось создать синтез цепи в целом.

Представление об исследованиях Фалло можно получить из конспекта лекций, прочитанных им в Парижском университете. Каждый день в течение девятнадцати лет

[1] Исследования, проведенные после написания рукописи, показывают, что эта цифра завышена. Южные Альпы и северная Турция двигались, по-видимому, совместно с африканским, а не с евразиатским континентом [97, 94].



Ф и г. 120. Схематическая структурная карта Альп, Апеннин и Балкан [3—5].

Автор карты всяческими путями возвращается к раннему постулату «двойного орогена» (см. стрелки и обозначения SCF — центробежных и SCP — центростремительных осей). Однако для Альп в соответствии с современной точкой зрения впервые показана одна «вергентность» по направлению наружу (см. стрелки). Если не говорить об интерпретации тектоники, о которой читатель может получить представление из первоисточников, карта четко воспроизводит все основные элементы Альп.

A — зона неритовых или рифовых осадков; B — то же с местными выходами пород фундамента; C — фундамент; D — миогеосинклиналь; E — эвгеосинклиналь; F — офиолиты; G — моласса и молодые посттектонические осадочные бассейны; H — посттектонические интрузивные и вулканические породы.

M — посттектонические бассейны; M1 — моласса; M2 — По; M3 — моласса между Апеннинами и Динаридами; M4 — интраэллиниды; M5 — валахий или даций; M6 — паннон Венгрии; M7 — Вена.

1—4—Западные Альпы: *1a* — Дофинская зона; *1b* — гельветиды; 1c — то же самое к северу от австрид; 2a — лигурийский гельминтоидный флиш; 2b — то же самое, Эмбрёнэ; 2c — Предальпы; 2d — «клиппы» (останцы тектонических покровов); 2e — флишевая зона к северу от австрид; 3a, 3b — Бриансонская зона; 3c, 3d — покровы Большой Сен-Бернар и Адула; 4 — пенниды.

5b — 7b?, 6b — 10b, 11d, 13d, 15d, 16—17d — Южные Альпы (связанные, по концепции Обуэна, с Апеннинами и Динаридами).

4e, 20—22 — Восточные Альпы: 4e — окно Тауэрн; 20 — центральные Восточные Альпы; 21 — граувакковая зона; 22 — Северные Известняковые Альпы.

Фалло конспектировал и критически анализировал литературу по другой части Альпийской цепи. В качестве исторического документа о становлении взглядов ученого на строение альпийской Европы ничто не может произвести большего впечатления, чем эти плохо изданные, но исполненные мудрости «Résumés de leçons» [30].

Следует упомянуть и о субъективном аспекте перехода от классической картины к новым идеям, поскольку это может помочь понять причины существующих в литературе противоречий. Многие авторы, выступающие как «модернисты» по одному или двум аспектам альпийской геологии, остаются «классиками» в отношении других аспектов. Эти авторы, не приемля классического пути для объяснения какой-либо знакомой им структуры, допускают справедливость классической картины применительно к остальным явлениям. Они были вскормлены на этой картине в студенческие годы и не осмеливаются стать иконоборцами вне пределов той ограниченной площади, на которой они считают себя обязанными быть критичными.

Положение в альпийской геологии чем-то напоминает время на рубеже XIX и XX вв., когда классические законы физики вначале были заменены подходом с позиций теории относительности, а затем с позиций квантовой механики. В геологии, однако, переход от одних позиций к другим требует больше времени, чем в физике. Это объясняется тем, что в геологии переход на новые позиции связан не с принятием новой системы формул, а с необходимостью вторичного картирования больших площадей.

В переходный период допустимо оперировать с основными структурными элементами классической картины, но при этом нужно указывать направление тех или иных новых исследований. Следует отметить, что почти каждое новое исследование исходит из классической картины и представляет собой фактически не что иное, как новую интерпретацию тех же самых пород. Породы и большинство их местных наименований остаются теми же, хотя интерпретация их меняется. Независимо от того, интерпретируется ли данный разрез как «двойная складка», покров опрокинутой складки или пластовый надвиг, каждая из интерпретаций все еще применяется к тем же разрезам, тем же самым горным вершинам и тем же породам.

В этом кроется причина того, почему старые наименования никогда не отмирают и почему большинство новых интерпретаций использует информацию, полученную в ходе построения классической картины.

Наметки этих новых идей мы уже встречаем в работах Жинью [40] и Метца [57]. Хотя первый из них стратиграф, а второй тектонист, оба они прежде всего альпийские геологи и хорошо знают свой предмет. Как общее введение в некоторые из этих новых идей следует упомянуть работу Трюмпи [87], а также блестящую сводку Дебельма и Ле-Муана [22].

Я искренне надеюсь, что новейшее направление науки через несколько лет даст нам возможность решать наиболее сложные проблемы альпийской геологии. До того времени, однако, мы должны жить на научной диете, питаясь только материалами симпозиумов. Симпозиум по альпийской геологии отражен в первой части т. 53 «Geologische Rundschau» (1964 г.). Три симпозиума Французского геологического общества посвящены Бетской Кордильере, Динаридам и Апеннинам [81—83].

Лучше всего, однако, пользоваться двухтомным сборником памяти профессора Фалло [27, 28], в котором наиболее известные альпийские геологи освещают современное состояние науки на материале районов собственных исследований. Широкая информация содержится и в новом сборнике трудов Коллоквиума по проблеме тектонических ярусов [77].

ГЕРМАНСКИЙ ВАРИАНТ АЛЬПИЙСКОЙ ФАЦИИ ТРИАСА

В нашем обзоре новых направлений альпийской геологии уместно, по-видимому, остановиться на различиях между германской и альпийской фациями триаса, связанных с разным смыслом, вкладываемым в эти понятия. Это различия между эпиконтинентальными и геосинклинальными условиями осадкообразования, однако они не коррелируются с площадью последующего складчатого пояса.

Германская фация сформирована преимущественно континентальными отложениями, в основном красноцветами. На некоторых участках этой площади представлены отложения внутренних морей (раковинный известняк). Эвапориты, преимущественно гипсы, развиты обычно в верхней части разреза, в кейпере, но иногда встречаются и в других его частях. Корреляция осуществляется почти исключительно литостратиграфически. Общая мощность разреза составляет всего несколько сотен метров.

Альпийская фация (разрез которой хотя и начинается континентальными красноцветами с редкими прослоями углей, составляющими продолжение пермской фации) представлена главным образом морскими отложениями мощностью несколько километров. Корреляция хроностратиграфическая, на основании ископаемых остатков. Корреляция подъярусов этих двух фаций всегда остается трудной и зачастую сомнительной (табл. 15).

Геосинклинальное осадконакопление в альпийской фации триаса редко принимало (если вообще принимало) глубоководный характер (этот вопрос подробно рассмотрен в следующем разделе). Осадконакопление, как правило, компенсировалось погружением и протекало преимущественно в условиях открытого мелководного моря.

Различия между условиями осадконакопления отложений альпийской фации и включений морских отложений германской фации обусловлены тем, что последние формировались преимущественно в условиях не мелководного открытого, а мелководного внутреннего моря. Внутренние моря отличались, как правило, повышенной соленостью или другими крайними условиями. Фауна раковинного известняка характеризуется крайне сокращенным количеством видов, хотя местами какой-то отдельный вид может преобладать. Например, хорошо известные цератиты являются единственным родом аммонитов, господствовавшим в море раковинного известняка. В то же время своим названием ярус «раковинный известняк» обязан раковинным слоям, образуемым скоплениями представителей одного-единственного вида *Terebratula*. Фауна отложений, представленных альпийской фацией, характеризуется, напротив, широким развитием самых различных видов.

Таблица 15

Ярусы германской и альпийской фаций европейского триаса

Германская фация	Альпийская фация
Кейпер	Норийский Карнийский
Раковинный известняк	Ладинский Анизийский или виргло-рийский
Пестрый песчаник	Верфенский или скифский

Из-за более интенсивных погружения и осадконакопления известняки альпийской фации гораздо более мощные, чем известняки раковинного известняка. Мощность их главных элементов — массивных рифовых известняков и доломитов веттерштейнского и дахштейнского ярусов — достигает обычно 1000 м. В строении этих рифов важную роль иногда играют диплопориды; встречаются и нормальные коралловые рифы.

Мы уже говорили о невозможности корреляции между фациями триаса и Альпийским складчатым поясом. Германская эпиконтинентальная фация также господствует на обширных участках Альп, что еще раз доказывает не столь тесную связь осадконакопления и складчатости, как это зачастую предполагают.

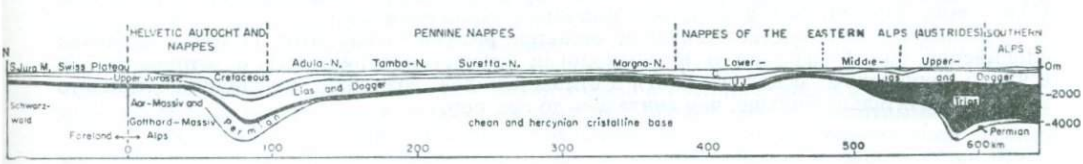
Во внешних зонах Альп, в швейцарских гельветидах и зоне Дофине Франции триас представлен в германской фации. Альпийская фация в ее типичном развитии представлена только в австридах и Южных Альпах. Пенниды и Бриансонская зона являются в этом отношении промежуточными (фиг. 121). Верхние элементы разреза здесь представлены преимущественно альпийской фацией, в то время как нижний триас чаще всего выступает в германской фации.

Совершенно очевидно, что такое различие фаций обусловливает и различия в тектонике. Эвапориты германской фации образуют горизонт прекрасного смазочного материала, который определяет положение главной зоны срыва. Наряду с другими смазочными горизонтами, сформировавшимися позже, в мезозое (глинистые сланцы), они обусловили тектонический стиль покровов эпидермального типа гельветид. С другой стороны, в австридах стиль суперструктуры определялся в основном наличием жестких компетентных блоков массивных рифовых известняков альпийской фации. Срыв приурочен к маломощным глинистым пачкам, заключенным между этими массивными известняками, почему Северные Известняковые Альпы, несмотря на также эпидермальный тип покровов, демонстрируют тектонический стиль, совершенно отличный от стиля гельветид.

Гюмбель из Мюнхена во второй половине прошлого столетия высказал предположение, что различие между германской и альпийской фациями триаса объясняется существованием между двумя бассейнами высокой горной цепи — Винделицийского поднятия.

С тех пор Винделицийская цепь играла важную роль в большинстве палеогеографических реконструкций Западной Европы. Считалось, что влияние этой цепи чувствовалось и в последующие геологические периоды.

Однако затем стало ясно, что различия между двумя фациальными областями выражены не столь резко, как предполагалось ранее. Более того, существование в Западной Европе настоящей горной цепи в триасе представляется невероятным, поскольку



Фиг. 121. Разрез первичного бассейна осадконакопления швейцарских Альп [12, 13].

Разрез построен путем развертывания покровов в соответствии с классической картиной и реконструкцией первоначального разреза. Типичное развитие триаса в альпийской фации ограничено (верхним и) австридами и Южными Альпами.

по всем признакам это был период полной пенепленизации. Так что вместо Винделицийской цепи ныне говорят о Винделицийском пороге [71], понимая под ним скорее площадь, хотя и затопленную морем, но более или менее эффективно отделяющую эпиконтинентальный осадочный бассейн осадков германской фации от геосинклинального бассейна альпийской фации триаса.

ГЛУБОКОВОДНЫЕ ИЛИ МЕЛКОВОДНЫЕ — МОРСКИЕ ИЛИ ПРИБРЕЖНЫЕ?

Мы показали, что альпийский триас, хотя он и является геосинклинальным, формировался в мелководных условиях. Среди прочих других факторов это подтверждается и присутствием рифовых известняков. В связи с этим рассмотрим приводимые в литературе доказательства в пользу существования глубоководных или мелководных условий осадконакопления, а также доказательства положения бассейна осадконакопления в условиях открытого моря или же в прибрежной зоне.

Приводившиеся в более ранней литературе доказательства такого типа, палеогеографические или палеоэкологические, неубедительны или неверны.

Идеи палеогеографии были основаны в общем на чрезвычайно простой модели, согласно которой миогеосинклинальное осадконакопление было целиком мелководным и протекало в прибрежных условиях, а эвгеосинклинальное — глубоководным и протекало в условиях открытого моря. Усовершенствование столь простой модели привело к предположению, что независимо от их положения в отношении мио- или эвгеосинклинального бассейна все крупнозернистые осадки являются прибрежными, а все тонкозернистые — осадками открытого моря, следовательно, батиальными, если не абиссальными.

В настоящее время большинство тонкозернистых, бывших «глубоководных» осадков называют «пелагическими». Положение о том, что грубозернистые осадки обязательно прибрежные, имеет более двусмысленный характер и трудно переводится непосредственно в современные идеи палеогеографии, поскольку грубозернистые осадки находят как в прибрежных условиях, так и в условиях открытого моря (турбидиты).

Некоторым фациям, ранее всегда выступавшим в качестве доказательства глубоководного осадконакопления, ныне дана новая интерпретация. Наиболее важными примерами такого рода могут служить фация красных аммонитовых известняков — хальштаттские известняки (стр. 318) и известняки с *Aptychus*.

Красные аммонитовые известняки, «ammonitico rosso» итальянских авторов, вначале коррелировались с красными глубоководными глинами. Обзор обширной литературы по этому вопросу выполнен Обуэном [8].

По мнению Обуэна, красные аммонитовые известняки присутствуют в двух различных фациях либо как красные мраморы, либо как красные узловатые известняки. В первой фации они представляют собой хардграунд, сформировавшийся на подводных хребтах или банках во время крупного перерыва в осадконакоплении, например во время всего доггера или мальма. Вторая фация сформировалась в осадочных бассейнах, в пределах развития серии мергелей. Для нее также характерны перерывы в осадконакоплении, но не такие большие, как для фации мраморов. Следовательно, ни одна из двух фаций «ammonitico rosso» не может интерпретироваться как глубоководные осадки.

Такую же эволюцию претерпели идеи, связанные с аптиховыми известняками. Широко распространенные серии известняков, в которых единственными сохранившимися ископаемыми остатками являются *Aptychus*, наводят на мысль сравнение с современными глубоководными оозами. Было выдвинуто предположение, что раковины аррагонитовых аммонитов должны растворяться на меньшей глубине, чем раковины *Aptychus*, в результате чего глубина осадкообразования была произвольно определена в 4,5 км.

Учитывая, однако, что большинство известняков с *Aptychus* являются ракушечниковыми, более вероятным представляется их мелководное происхождение [102].

Единственными потенциально возможными глубоководными осадками остаются кластические серии, такие, как бюнднерские сланцы, с радиоляритами и офиолитами (триада Штейнмана, стр. 237) и флиш с его турбидитами, хотя для этой последней фации некоторые авторы, и среди них Манжен, также предполагают мелководное происхождение. Обзор всех мнений «за» и «против» выполнен Манженом [55].

В заключение нашей дискуссии остается резюмировать, что: 1) все построения альпийской палеогеографии и палеоэкологии следует воспринимать с осторожностью и что 2) мелководных осадков — хотя и отложившихся, возможно, в условиях открытого моря — значительно больше, чем считалось до сих пор.

ФЛИШ И МОЛАССА

Наконец, скажем несколько слов о двух терминах, которые часто употребляются и которыми часто злоупотребляют в альпийской геологии. Сначала термины «флиш» и «моласса» употреблялись в совершенно определенном значении. Флишем обозначались

нижнетретичные тонкослоистые серии тонкозернистого материала, поставлявшегося из древних кордильер, которые в то время еще не достигли значительной высоты. Это случилось во время последующей складчатости, т. е. не только в позднегеосинклинальное, но и в синорогенное время. Молассой называли среднетретичную серию крупнозернистого материала, поставлявшегося в процессе эрозии высокой горной цепи во время ее вертикального поднятия. Эти отложения посторогенные и, как правило, не испытавшие складкообразования.

Оба термина, следовательно, имеют как описательный, так и генетический аспект. В швейцарских Альпах дело с применением терминов «флиш» и «моласса» обстоит благополучно, так как там, за некоторыми исключениями, серии действительно различны как в отношении фаций, так и в отношении генезиса. Однако в других местах эти термины применяются зачастую не в том смысле.

В отношении молассы следует заметить, что она далеко не всегда содержит грубый конгломератовый материал — типичные швейцарские «нагельфлю». Между дельтами рек, стекавших с воздымавшихся Альп, мог отлагаться материал, подобный флишу [36, 56]. Между прочим, это уже давно позволило Кадишу [12] дать одной из своих работ весьма изысканное название: «Становление Альп в зеркале осадконакопления их форланда».

Результаты бурения в молассовом бассейне к северу от Альп недавно позволили Фюхтбауэру [37] значительно уточнить историю бассейна. Различия в составе пород зависят не только от географического положения, от положения дельт рек, но и от времени, когда все более и более глубокие горизонты воздымавшихся гор начинали подвергаться эрозии.

Среди молассовых песчаников выделяют три типа: 1) древние, калькаренитовые, результат эрозии флиша и Известняковых Альп, 2) калькаренитовые полевошпатовые, тяжелые минералы которых свидетельствуют о последующей эрозии центральных массивов, 3) самые молодые, все еще калькаренитовые, но содержащие тяжелые минералы, поставлявшиеся как из изверженных, так и из метаморфических пород, что свидетельствует об общей эрозии всех зон воздымающихся Альп.

Эта относительно простая модель осложняется тем, что погружение бассейна было неравномерным. Время от времени материал поступал непосредственно с воздымавшихся Альп, в другие периоды какая-то часть бассейна погружалась так быстро, что осадочный материал размещался не поперек, а вдоль нее.

Дополнительное поступление материала эродированных метаморфических пород привело к смешению молассы с флишем. Хотя провести различия между тонкозернистой молассой и грубозернистым флишем довольно сложно, детальные петрографические исследования позволяют получать критерии для разграничения этих двух серий [100]. И те авторы, которые утверждают, что различий между флишем и молассой не существует, основываются, видимо, на результатах весьма поверхностных исследований.

Вдоль северного краевого разлома Альп моласса сильно деформирована, наклонена и надвинута; вдоль этого надвига осуществлялись самые молодые орогенические движения Альпийской цепи. Наиболее интенсивно дислоцирована зона шириной 5—10 км, обрамляющая Альпийский краевой разлом (Alpenrandbruch) к северу от гельветид. Восточнее, перед австридами, дислоцированность молассы значительно слабее [79, 80], в то время как западнее, перед зоной Дофине, моласса вообще не дислоцирована.

Термин «флиш» испытал на себе гораздо больше превратностей судьбы. В качестве иллюстрации приведем их далеко не полный список:

1. Первоначальное определение этого термина было расширено после того, как установили, что «настоящий» флиш отлагался уже в позднем мелу.

2. Термин «флиш» использовался для обозначения всех повторяющихся в разрезе тонкозернистых отложений; самым неудачным из таких неправильных применений термина было введение французскими геологами термина «известняковый флиш». Этот термин применялся к мезозойским известняковым, мергелистым повторяющимся отложениям различного возраста, развитым во французских Альпах. Они не являются ни по-настоящему детритовыми, ни синорогенными. Единственным сходством со швейцарским флишем является их повторяемость в разрезе.

3. Принятие концепции турбидитов привело к самым большим осложнениям. Было установлено, с одной стороны, что турбидиты являются эквивалентом флиша, а с другой — что флиш без турбидитов не может считаться «настоящим» флишем. Хотя ни одно из этих положений не верно, как показал в своей атаке на «догму турбидитов» Манжен [55], факт остается фактом: турбидитовая концепция позволила уточнить наши представления о флишевой седиментации. В частности, это касается фации дикого флиша (Wildflysch, стр. 220), которую первоначально связывали только с тектоническими линиями, а сейчас, по крайней мере частично,— с оползанием осадков и процессами, коррелятными оползням.

4. Наконец, в качестве примера действительно сложного определения границ развития флиша можно упомянуть положение в Граубюндене, на северо-востоке Швейцарии. Здесь геосинклинальные бюнднерские сланцы пеннидских покровов не только заходят в мел, но еще и представлены более грубозернистой кластической фацией (стр. 238). В результате бюнднерские сланцы и флиш в этом регионе почти не различимы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Argand E., Les nappes de recouvrement des Alpes pennines et leurs prolongements structuraux, Matér. Carte. Géol. Suisse, 31(6), 1—26, 1911.
2. Armstrong R. L., Jäger E., Ederhardt P., A comparison of K — Ar and Rb — Sr ages on Alpine biotites, Earth Planetary Sci. Letters, 1, 13—19, 1966.
3. Aubouin J., Essai sur l'ensemble italo-dinarique et ses rapports avec l'arc alpin, Bull. Soc. Géol. France, 7(2), 487—526, 1960.
4. Aubouin J., Propos sur l'orogénèse, 1, Propos statique, Bull. Serv. Inform. Géol. Bur. Rech. Géol. Minière, 52, 1—21, 1961a.
5. Aubouin J., Propos sur l'orogénèse, 2, Propos dynamique, Bull. Serv. Inform. Géol. Bur. Rech. Géol. Minière, 53, 1—24, 1961b.
6. Aubouin J., Réflexion sur la problème des flyschs et des molases, son aspect dans les Hellénides (Grèce), Eclogae Geol. Helv., 57, 451—496, 1964a.
7. Aubouin J., Réflexions sur le faciès «ammonitico rosso», Bull. Soc. Géol. France, 7(6), 475—501, 1964b.
8. Aubouin J., Geosynclines, Elsevier, Amsterdam, 1—335, 1965.
9. Bearth P., Über einen Wechsel der Mineralfazies in der Wurzelzone des Penninikums, Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt., 38, 363—373, 1958.
10. Bearth P., Versuch einer Gliederung alpinmetamorpher Serien der Westalpen, Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt., 42, 129—137, 1962.
11. Bertrand M., L'îlot triassique du Beausset (Var), Analogie avec le bassin houiller franco-belge et avec les Alpes de Glaris, Bull. Soc. Géol. France, 15, 667—702, 1887.
12. Cadisch J., Das Werden der Alpen im Spiegel der Vorlandsedimentation, Geol. Rundschau, 19, 105—119, 1928.
13. Cadisch J., Der Oberbau der Orogene, Geol. Rundschau, 50, 53—63, 1960.
14. Chatterjee N. D., Aspects of Alpine zonal metamorphism in the Swiss Alps, Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, Math. Physik. Kl., 5, 59—71, 1961.
15. Chatterjee N. D., The Alpine metamorphism in the Simplon area, Switzerland and Italy, Geol. Rundschau, 51, 1—72, 1962.
16. Closs H., Der tiefere Untergrund der Alpen nach neuen seismischen Messungen, Geol. Rundschau, 53, 630—649, 1963.
17. Closs H., Results of explosion seismic studies in the Alps and in the German Federal Republic, In C. H. Smith, T. Sorgenfrei, Editors, The Upper Mantle Symposium, New Delhi, 1964, Intern. Union Geol. Sci. Det Berlingske Boktrykkeri, Copenhagen, 94—102, 1965.
18. Closs H., Der Untergrund der Alpen im Lichte neuerer geophysikalischer Untersuchungen, Erdöl Kohle, 19, 81—88, 1966.
19. Closs H., Labrouste Y., Editors, Recherches seismologiques dans les Alpes occidentales au moyen de grandes explosions en 1956, 1957 et 1960, Année Géophys. Intern., Part. Franç., Centre Natl. Rech. Sci., 12 (2), 1—241, 1963.
20. D'Amico C., Relazioni comagmatiche tra vulcanesimo atesino e plutonismo di Cima d'Asta, La provincia magmatica tardo-ercinica tridentina, Mineral. Petrog. Acta Bologna, 10, 157—176, 1964.
21. Debelmas J., Quelques remarques sur la conception actuelle du terme «cordillère» dans les Alpes internes françaises, Bull. Soc. Géol. France, 6(7), 463—474, 1957.
22. Debelmas J., Lemoine M., La structure tectonique et l'évolution paléogéographique de la chaîne alpine d'après les travaux récents, Inform. Sci., 1, 1—33, 1964.
23. Debelmas J., Lemoine M., Mattauer M., Quelques remarques sur le concept de «geosynclinal» (à propos d'un récent ouvrage de J. Auboiun), Rev. Géograph. Phys., Géol. Dyn., Sér. 2, 8 (2), 133—150, 1966.
24. De Boer J., Geology of the Vicentinian Alps (with special reference to their paleomagnetic history), Geol. Ultraiectina, 11, 1—178, 1963.
25. De Roever W. P., On the cause of the preferential distribution of certain metamorphic minerals in orogenic belts of different age, Geol. Rundschau, 54, 933—943, 1965.
26. De Roever W. P., Nijhuis H. J., Plurifacial alpine metamorphism in the eastern Betic Cordilleras (southeastern Spain) with special reference to the genesis of glaucophane, Geol. Rundschau, 53, 324—336, 1963.
27. Durand Delga M., Editor, Livre à la Mémoire du Professeur Paul Fallot, I, Soc. Géol. France, Paris, 1—656, 1962.
28. Durand Delga M., Editor, Livre à la Mémoire du Professeur Paul Fallot, II, Soc. Géol. France, Paris, 1—712, 1963.
29. Ellenberger F., Étude géologique du pays de Vanoise, Mém. Carte Géol. France, 1—545, 1958.
30. Fallot P., Résumé des leçons données dans le chaire de Géologie méditerrannéenne du Collège de France, Ann. Coll. France, 42e année — 60 année, 1945—1960.
31. Fallot P., Les chevauchements intercutanés de Roya (Alpes maritimes), Ann. Hébert Haug (Lab. Géol. Fac. Sci. Univ. Paris), 7, 161—169, 1949.

32. Fallot P., Remarques sur la tectonique de couverture dans les Alpes Bergamasques et les Dolomites, Bull. Soc. Géol. France, 20 (5), 183—195, 1950.
33. Fallot P., Les dilemmes tectoniques des Alpes Orientales, Ann. Soc. Géol. Belg., Bull., 78, 147—170, 1955.
34. Fallot P., Promenade d'hypothèse en hypothèses, Gedenkboek H. A. Brouwer — Verhandel. Koninkl. Ned. Geol. Mijnbouwk. Genoot., Geol. Ser., 16, 100—113, 1956.
35. Fuchs K., Müller S., Peterschmitt E., Krustenstruktur der Westalpen nach refraktionsseismischen Messungen, Gerlands Beitr. Geophys., 72, 149—169, 1963.
36. Füchtbauer H., Sedimentpetrographische Untersuchungen in der älteren Molasse nördlich der Alpen, Eclogae Geol. Helv., 57, 157—298, 1964.
37. Füchtbauer H., Die petrografisch-sedimentologische Stellung der Molassesandsteine, Geol. Rundschau, 56, 266—300, 1967.
38. Gagnebin E., Les idées actuelles sur la formation des Alpes, Actes Soc. Helv. Sci. Nat., 47—53, 1942.
39. Gignoux M., Comment les géologues des Alpes françaises conçoivent la tectonique d'écoulement, Geol. Mijnbouw, 12, 342—346, 1950.
40. Gignoux M., Stratigraphic Geology, Freeman, San Francisco, Calif., 1—682, 1955.
41. Guicherit R., Gravity tectonics, gravity field and palaeomagnetism in N. E. Italy, Geologica Ultraiectina 14, 1—125, 1964.
42. Haug E., Contribution à une synthèse des Alpes occidentales, Bull. Soc. Géol. France, 25, 97—244, 1925.
43. Jäger E., Rb — Sr age determinations on micas and total rocks from the Alps, J. Geophys. Res., 67, 5293—5306, 1962.
44. Jäger E., Faul H., Age measurements on some granites and gneisses from the Alps, Bull. Geol. Soc. Am., 70, 1553—1558, 1959.
45. Jäger E., Niggli E., Rubidium Strontium-isotopenanalysen an Mineralien und Gesteinen des Rotondogranites und ihre geologische Interpretation, Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt., 44, 61—81, 1964.
46. Jäger E., Geiss J., Niggli E., Streckeisen A., Wenk E., Wüthrich H., Rb — Sr Alter an Gesteinsglimmern der Schweizer Alpen, Schweiz. Mineral., Petrog. Mitt., 41, 255—272, 1961.
47. Jäger E., Niggli E., Wenk E., Rb — Sr Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralpen, Beitr. Geol. Karte Schweiz, NF, 134, 1—67, 1967.
48. Kraus E. C., Baugeschichte der Alpen, I, Vom Archaikum bis zum Ende der Kreide, Akademie Verlag, Berlin, 1—552, 1951a.
49. Kraus E. C., Baugeschichte der Alpen, 2, Neozoikum, Akademie Verlag, Berlin, 1—489, 1951b.
50. Kraus E. C., Das Orogen, Begriff, Bildungsweise und Erscheinungsformen, Intern. Geol. Congr., 21st, Copenhagen, Rept. Session, Norden, 28, 236—248, 1960.
51. Kvale A., Gefügestudien im Gotthardmassiv und den angrenzenden Gebieten, Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt., 37, 398—434, 1957.
52. Lemoine M., Remarques sur les caractères de l'évolution de la paléogéographie de la zone briançonnaise au Secondaire et au Tertiaire, Bull. Soc. Géol. France, 6(3), 105—122, 1953.
53. Lemoine M., La marge externe de la fosse piémontaise dans les Alpes occidentales, Rev. Géograph. Phys. Géol. Dyn., Sèr. 2, 4, 163—180, 1961.
54. Lugeon M., Gagnebin E., Observations et vues nouvelles sur la géologie des Préalpes romandes, Bull. Lab. Mineral. Géophys. Musée Géol. Univ. Lausanne, 72, 1—90, 1941.
55. Mangin J. Ph., Petit historique du dogme des turbidites, Compt. Rend. Soc. Géol. France, 51—52, 1964.
56. Matter A., Sedimentologische Untersuchungen im östlichen Napfgebiet (Entlebuch-Tal der Grossen Fontanne, Kt. Luzern), Eclogae Geol. Helv., 57, 315—428, 1964.
57. Metz K., Lehrbuch der tektonische Geologie, Enke, Stuttgart, 1—294, 1957.
58. Müller R. O., Petrographische Untersuchungen in der nördlichen Adula, Thesis, Leeman, Zürich, 1—173, 1958.
59. Nabholz W. K., Beziehungen zwischen Facies und Zeit, Eclogae Geol. Helv., 44, 132—158, 1951.
60. Nabholz W. K., Das mechanische Verhalten der granitischen Kernkoerper der tieferen penninischen Decken bei der alpinen Orogenese, Congr. Géol. Intern., Compt. Rend., 19e, Algiers, 1952, 3, 9—23, 1953.
61. Nabholz W. K., Gesteinsmaterial und Gebirgsbildung im Alpenquerschnitt Aar Massiv — Seegebirge, Geol. Rundschau, 42, 155—171, 1954.
62. Niggli E., Mineral-Zonen der Alpinen Metamorphose in den Schweizer Alpen, Intern. Geol. Congr., 21st, Copenhagen, Rept. Session, Norden, 13, 132—137, 1960.
63. Niggle E., Graeser S., Zur Verbreitung der Phengite in den Schweizer Alpen, In J. P. Schaer, Editor, Colloque Étages Tectoniques, Baconniere, Neuchâtel, 89—104, 1967.

64. Niggli E., Niggli C. R., Karten der Verbreitung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in den Schweizer Alpen (Stilpnomelan, Alkali-Amphibol, Chloritoid, Staurolith, Disthen, Sillimanit), Eclogae Geol. Helv., 58, 335—368, 1965.
65. Povoni N., Faltung durch Horizontalverschiebung, Eclogae Geol. Helv., 54, 515—534, 1961.
66. Pavoni N., Rotierende Felder in der Erdkruste, Abhandl. Deut. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Bergbau, Hüttenwesen, Montangeol., (2), 257—270, 1962.
67. Pierge W. G., The «break-away» point of the Heart Mountain detachment fault in northwestern Wyoming, U.S., Geol. Surv., Profess. Papers, 400B, 236—237, 1960.
68. Plessman W., Wunderlich H. G., Eine Achsenkarte des inneren Westalpenbogens, Neues Jahrb. Paleontol. Mineral., 199—210, 1961.
69. Prodehl C., Auswertung von Refraktionsbeobachtungen im bayrieschen Alpenvorland im Hinblick auf die Tiefenlage des Grundgebirges, Z. Geophys., 30, 161—181, 1964.
70. Prodehl C., Struktur der tieferen Erdkruste in Südbayern und längs eines Querprofiles durch die Ostalpen, abgeleitet aus refraktionsseismischen Messungen bis 1964, Boll. Geofis. Teorica Appl., 7 (N25), 35—88, 1965.
71. Ricour J., Contribution à une revision du Trias français, Mém. Carte Géol. France, 1—471, 1962.
72. Rutten M. G., Strata, movement and time, a dialogue, Congr. Avan. Études Stratigraph. Géol. Carbonifère, Compte Rendu, 4, Heerlen, 1958, 3, 603—608, 1962.
73. Rutten M. G., Paleomagnetism and Tethys, Geol. Rundschau, 53, 9—16, 1964.
74. Rutten M. G., Recent paleomagnetic work carried out in The Netherlands, Phil. Trans. Roy. Soc. London, Ser. A, 258, 159—177, 1965.
75. Sander B., Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper, I, Springer, Wien, 1—215, 1948.
76. Sander B., Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper, II, Springer, Wien, 1—409, 1950.
77. Schaer J. P., Editor, Colloque Étages Tectoniques, Baconniere, Neuchâtel, 1—334, 1967.
78. Schardt H., Sur l'origine des Préalpes romandes, Eclogae Geol. Helv., 4, 129—142, 1893.
79. Schmidt-Thomé P., Paläogeographische und tektonische Strukturen im Alpenrandbereich Südbayerns, Z. Deut. Geol. Ges., 113, 213—260, 1962.
80. Schmidt-Thomé P., Le bassin de la Molasse d'Allemagne du sud, In M. Durand Delga, Editor, Livre à la Mémoire du Professeur Paul Fallot, II, Soc. Géol. France, Paris, 431—452, 1963.
81. Société Géologique de France, Séance sur la géologie des Dinarides, Bull. Soc. Géol. France, 7 (2), 363—526, 1961a.
82. Société Géologique de France, Séance sur les Cordillères bétiques, Bull. Soc. Geol. France, 7 (2), 263—361, 1961b.
83. Société Géologique de France, Séance sur la tectonique de l'Apennin, de la Calabre et de la Sicile, Bull. Soc. Géol. France, 7 (4), 625—784, 1963.
84. Steiger R. H., Dating of orogenic phases in the Central Alps by K — Ar ages of hornblende, J. Geophys. Res., 69, 5407—5421, 1964.
85. Tollmann A., Comparaison entre le Pennique des Alpes occidentales et celui des Alpes orientales, Compt. Rend. Soc. Géol. France, 363—365, 1965.
86. Trümpy R., Quelques problèmes de paléogéographie alpine, Critique de la théorie des plissements précurseurs, Bull. Soc. Géol. France, 6 (7), 443—461, 1957.
87. Trümpy R., Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps, Bull. Geol. Soc. Am., 71, 843—908, 1960.
88. Trümpy R., Zur geosynklinalen Vorgeschichte der Schweizer Alpen, Umschau, 18, 573—577, 1965.
89. Van Bemmelen R. W., Zur Mechanik der ostalpinen Deckenbildung, Geol. Rundschau, 50, 474—499, 1960.
90. Van Bemmelen R. W., Les pénomènes géodynamiques à l'échelle de l'orogenèse alpine (la tectonique), Mém. Soc. Belge. Géol. Paléontol. Hydrol., 8, 85—127, 1964.
91. Van Bemmelen R. W., Der gegenwärtige Stand der Undationstheorie, Mitt. Geol. Ges., Wien, 57, 379—400, 1965.
92. Van Bemmelen R. W., «Stockwerktektonik» sensu lato, In J. P. Schaer, Editor, Colloque Étages Tectoniques, Baconniere, Neuchâtel, 19—40, 1967.
93. Van der Plas L., Petrology of the northern Adula region, Switzerland (with particular reference to glaucophane bearing rocks), Leidse Geol. Mededel., 24, 415—498, 1959.
94. Van der Voo R., Paleomagnetism and the Alpine tectonics of Eurasia, 4, Jurassic, Cretaceous and Eocene pole positions from northeastern Turkey, Tectonophysics, 6(3), 251—269, 1968.
95. Van Hilten D., Geology and Permian paleomagnetism of the Valdi-Non area, W. Dolomites, N. Italy, Geologica Ultraiectina, 5, 1—95, 1960.

96. Van Hilten D., A deviating Permian pole from rocks in northern Italy, Geophys. J., 6, 377—390, 1962.
97. Van Hilten D., Zijderveld J. D. A., Paleomagnetism and the Alpine tectonics of Eurasia, 2, The magnetism of the Permian porphyries near Lugano (northern Italy, Switzerland), Tectonophysics, 3 (5), 429—446, 1966.
98. Wenk E., Eine Strukturkarte der Tessiner Alpen, Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt., 35, 311—319, 1955.
99. Wenk E., Besonderheiten und Probleme des anatektischen Unterbaues der Alpen, In J. P. Schaer, Editor, Colloque Étages Tectoniques, Baconniere, Neuchâte, 83—88, 1967.
100. Wieseneder H., Zur Petrologie der ostalpinen Flysch, Geol. Rundschau, 227—241, 1967.
101. Wunderlich H. G., Zur tektonischen Synthese der Ost- und Westalpen nach 60 Jahren ostalpiner Deckentheorie, Geol. Mijnbouw, 43, 33—51, 1964.
102. Zapfe H., Aptychen-lumachellen, Ann. Naturhist. Museum Wien, 66, 261—266, 1963.

Дополнительная литература

Stein A., Hinz K., Plaumann S., Die Krustenstruktur der Poebene und des südlichen Alpenrands nach seismischer Tiefensondierung und Auswertung von Schweremessungen, Section 1, 1968.

ГЛАВА 11

Альпийская Европа. Швейцарские Альпы

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Альпы Швейцарии, являющиеся, видимо, центральным участком Альпийской цепи, послужили основой для создания классической картины Альп. Однако, если мы захотим познакомиться с результатами новых исследований в этом регионе, мы встретимся с теми же трудностями, с которыми мы встречались и во многих других частях Европы. Так что наш обзор отнюдь не представляет собой обзора новых исследований.

Помимо работ Гейма [31—33], Штауба [51] и Геологического путеводителя по Швейцарии [26], мы располагаем несомненно превосходной сводкой Кадиша [13]. Эта сводка представляет собой объективный анализ литературы, изданной вплоть до времени ее опубликования. Однако из-за обилия отдельных деталей и из-за сжатости вводного текста по региональной тектонике читается эта сводка нелегко, тем более что она снабжена указателем только географических наименований. Количество различной новой информации устрашающее. Большинство результатов новейших исследований публикуется только в трех серийных изданиях: Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, Берн; Eclogae geologicae Helvetiae, Базель, и Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen, Цюрих.

В настоящее время лучшим путеводителем является новая геологическая карта масштаба 1 : 200 000 на 8 листах с сопроводительным текстом. Опубликованы уже все листы этой карты [27], однако объяснительная записка издана только для листов 1—3,5 и 6. Конечно, таких геологов, как швейцарских, проводящих детальное изучение какого-то небольшого региона и осуществляющих за полевой сезон лишь небольшое количество восхождений, могут удовлетворить только крупномасштабные карты. В то же время их более современные коллеги, довольствующиеся «автобусной геологией», могут пользоваться изданным Швейцарским департаментом почт «Путеводителем по шоссейным дорогам». Хотя он и составлен для туристов, 22 выпуска этого путеводителя обычно сопровождаются короткой геологической объяснительной запиской, цветными геологическими разрезами и картой.

Не приводя множества детальной фактической информации о швейцарских Альпах, я попытаюсь вместо этого дать общее представление об их основных структурах, в котором старые факты переплетались бы, насколько возможно, с новыми интерпретациями.

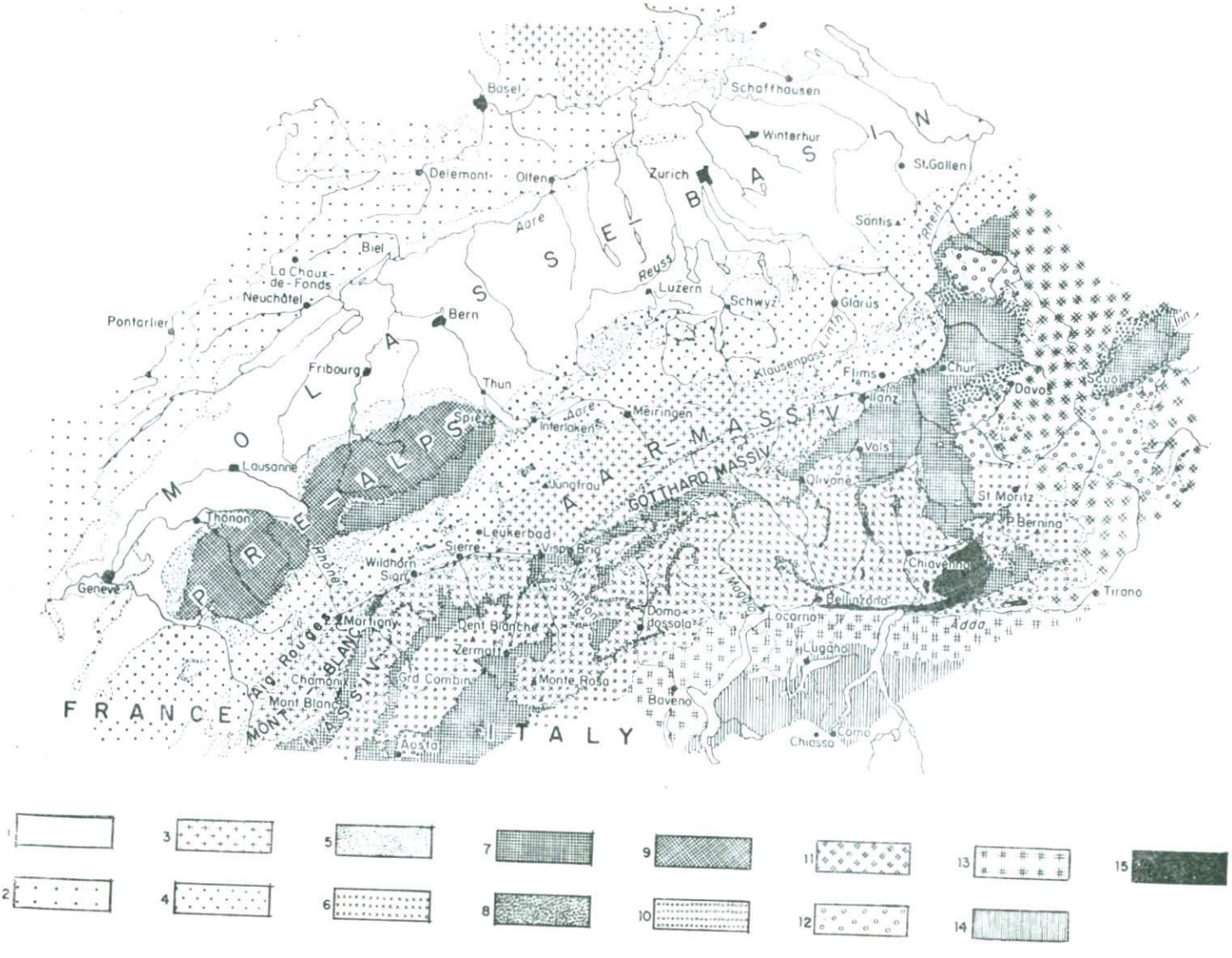
Основными структурными элементами швейцарских Альп являются гельветиды, Предальпы, центральные массивы, корневая зона, Южные Альпы и расположенные северо-восточнее австриды (фиг. 122). В этой главе будут рассмотрены первые четыре единицы.

ГЕЛЬВЕТИДЫ

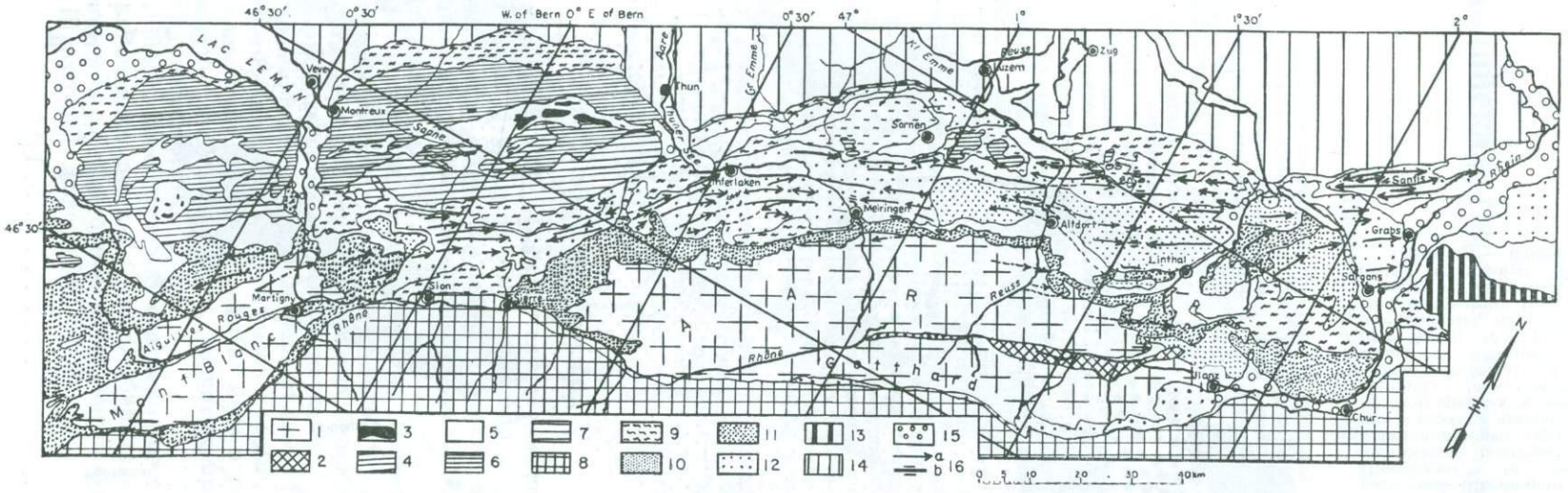
Гельветиды (фиг. 123) образуют самую северную из непрерывных зон швейцарских Альп. Только на юго-западе они местами «обгоняются» Предальпами. Гельветиды — это последовательность покровов эпидермального типа, сложенных миогеосинклинальными образованиями, от пермских верруканo до эоценового флиша.

Швейцарское наименование «Высокие Известняковые Альпы» (Hohe Kalkalpen) гельветиды получили из-за того, что в их стратиграфическом разрезе присутствуют две серии массивных беловатых известняков, каждая мощностью несколько сотен метров. Присутствие этих известняковых серий обусловило формирование основных черт рельефа гельветид. В своем типичном развитии это квинтненский, или высокогорный, известняк позднеюрского возраста и шраттовый известняк раннего мела в рифовой ургонской фации. Шратты — местное название карров, развитых преимущественно в массивных ургонских известняках.

Высокогорный известняк (в соответствии с его названием) слагает в основном высочайшие пики бернского Оберланда, южной части гельветид, т. е. он развит в параавтохтонном чехле центральных массивов и в южных покровах. Шраттовый известняк лучше всего представлен в северных покровах.



1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15



Ф и г. 123. Карта гельветид [4].

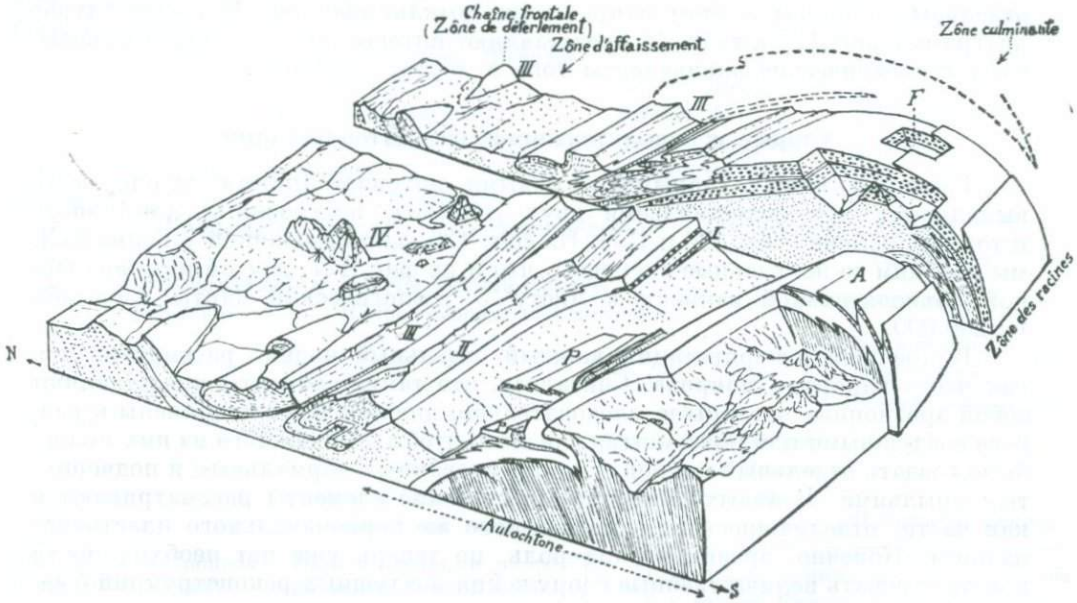
1 — центральные массивы; *2* — веррукано; *3* — покров Симмен; *4* — Брекчиевый покров; *5* — флиш Клиппового покрова и гельветский флиш; *6* — мезозой Клиппового покрова; *7* — покров Низен; *8* — покровы пеннид; *9* — ультрагельветский флиш и мезозой; *10* — автохтон и парааутохтон гельветид; *11* — среднегельветские покровы; *12* — верхнегельветские покровы; *13* — покровы австрид; *14* —моласса; *15* — четвертичные отложения; *16* — оси главных складок: *a* — ныряющих, *b* — горизонтальных.

Однако высокогорный известняк и шраттовый известняк — это преимущественно литостратиграфические единицы. Сравнивая детальные стратиграфические колонки, которые мы находим, например, у Гейма [31—33] и Кадиша [13], удается выявить значительные латеральные вариации в хроностратиграфии вдоль простирания гельветид.

В литературе уделяется много внимания осуществлявшемуся в какие-то эпохи углублению геосинклинального моря в том или ином направлении. Однако присутствие включений мощных массивных рифовых известняков и небольших и крупных перерывов в осадконакоплении на различных уровнях стратиграфической колонки, наблюдаемые вдоль всей цепи, свидетельствуют об устойчивости мелководных условий, пусть даже с временным и местным прекращением накопления осадков. Осадконакопление, совершенно очевидно, компенсировало прогибание. Латеральные изменения скорости геосинклинального прогибания, видимо, и обусловили различия в мощности и в фациях отдельных единиц (а отнюдь не существование каких-то глубоководных морей ближе к центру геосинклинали).

Если не считать латеральных изменений, то стратиграфия гельветид в общем весьма напоминает стратиграфию внешних частей альпийской Европы, в частности зоны Дофине французских Альп и гор Юра, и даже мезозоя платформ Западной Европы (несмотря на то, что эпиконтинентальная фация характеризуется значительно меньшей мощностью).

Для тектонической эволюции латеральные стратиграфические различия, конечно, никакого значения не имеют. Главное, что, за исключением упомянутых выше двух мощных горизонтов массивных известняков, мезозой представлен чередованием глинистых сланцев, мергелей и тонкослоистых известняков, в то время как раннетретичный флиш сложен тонкослоистыми песчаниками, глинистыми сланцами и редкими прослоями известняков. Все эти отложения способствовали проявлению дифференцированных тектонических движений, т. е. срыву. Базальная часть альпийской серии в фации



Фиг. 124. Блок-диаграмма гельветид северо-восточной Швейцарии [1, 2].

A — автохтонный осадочный чехол Аарского массива; *P* — параавтохтонные покровы; I — III — главные покровы гельветид; *F* — тектоническое окно кристаллического ядра; IV — Клипповый покров, эквивалент Предальп далее на юго-западе. Обратите внимание на большие массы флиша, в которых «плавают» мезозойские клиппы. Zône de déferlement — фронтальная зона (зона упора); zône d'affaissement — зона погружения; zône culminante — зона поднятия; zône des racines — корневая зона.

гельветид — пермское веррукано — сформирована красноцветными отложениями, наиболее мощно развитыми на северо-востоке. Пока еще не ясно, что за горизонт (или горизонты) сыграл роль смазки, обеспечив срыв веррукано с фундамента. Возможно, это были тонкозернистые красноцветные отложения, «пелиты» французской номенклатуры, широко развитые в нижней перми Западной Европы.

Основные черты структуры гельветид наглядно изображены на блок-диаграмме Арбенца [1], воспроизведенной на фиг. 124.

С юга на север можно выделить следующие главные единицы: 1) осадочный чехол центральных массивов, характеризующийся только слабой дислоцированностью, и 2) следующие за ним в большинстве случаев многочисленные мелкие структуры, параавтохтонные покровы, за которыми идет основная масса покровов гельветид. Обычно выделяют три главных покрова. На многих разрезах самая северная краевая цепь («Randkette») может быть отделена от этих трех покровов.

Лучше всего гельветиды обнажены в юго-западной и северо-восточной частях цепи. Несмотря на корреляции различных покровов юго-западной и северо-восточной Швейцарии, наименования покровов различны, поскольку они даются по названиям главных вершин того и другого районов. Это видно на диаграмме Арбенца (фиг. 125); новейшая корреляция Кадиша отражена на табл. 16. Однако следует заметить, что в этой корреляции западные покровы Дьяблере и Вильдхорн располагаются ниже, чем в большинстве других корреляций. Более детальные фактические данные читатель может получить в региональной литературе.

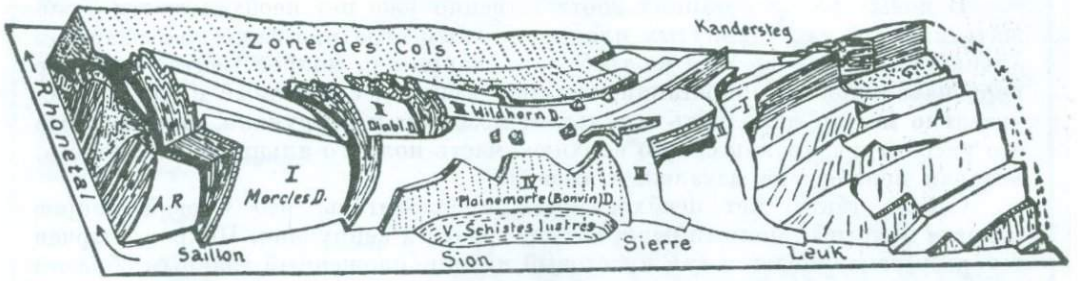
Конечно, принятие возможной прерывности покровов в противоположность догме «цилиндризма» классической картины не может служить причиной признания физической идентичности различных покровов северо-западной и юго-восточной частей цепи гельветид. Перестало быть обязательным продолжение покровов в земной коре под зоной осевой депрессии. Напротив, такая зона осевой депрессии могла сформироваться именно потому, что отдельные покровы в этом направлении выклиниваются. В таком случае диаграмма фиг. 125 и табл. 16 представляют интерес хотя бы тем, что указывают геометрические эквиваленты того и другого районов.

Старые и новые тектонические интерпретации

Различия между старыми и новыми интерпретациями лучше всего выявляются при сопоставлении двух разрезов, построенных для одного и того же района (фиг. 126 и 127). На фиг. 126, заимствованной у Гейма [32], мы находим те же главные элементы, что и на фиг. 127, взятой из современной объяснительной записки к листу 3 геологической карты масштаба 1 : 200 000.

В прежней интерпретации каждый отдельный надвиг рассматривался как часть какого-то покрова. Считалось, что такие элементы представляют собой эрозионные останцы и, следовательно, должны быть дополнены в разрезе воздушными или подземными связями, чтобы для каждого из них можно было создать отдельный покров, укомплектованный нормальным и подвернутым крыльями. В новых интерпретациях такие элементы рассматриваются как части, отделившиеся от одного и того же первоначального пластового надвига. Конечно, эрозия играла роль, но теперь уже нет необходимости конструировать величественные сооружения воздушных реконструкций бывших покровов для объяснения каждого отдельного надвигового элемента.

На фиг. 127 это показано еще не очень наглядно. Первоначально разрез, приведенный на фиг. 127, был построен Кристом, старым приверженцем альпийской геологии, и, видимо, трудно полностью игнорировать закругленные носы воздушных реконструкций надвиговых покровов.



Ф и г. 125. Блок-диаграмма осевой депрессии гельветид в центральной Швейцарии, на которой показана корреляция главных покровов в юго-западной и северо-восточной частях гельветид [1, 2].

AR и A — Эгюий-Руж и Аарский центральный массив; I — покров Моркле, II — покров Дьяблере; III — покров Вильдхорн; zone des Cols и nappe Bonvin — ультрагельветский флиш, принадлежащий Предальпам.

Таблица 16

Корреляция главных покровов гельветид Швейцарии [13] (флиш не рассматривается)

Западная Швейцария	Центральная Швейцария	Восточная Швейцария
Покров Мейлере Покров зоны Бекс — Лаубхорн Покров Тотхорн (Секс-Мор) [1] Покров Анзенда Покров Плен-Морт	Ультрагельветские	Чешуя Флешерберг
Покров Вильдхорн [2]	Швальмерен — Лобхёрнер. Шейдэгг (доггер) (мел — верхняя юра) Обер- и Нидербауен — Дрейшпиц — Хардер — Зеелисберг — Веттерлатте — Вальдэгг — Мюттершвандерберг — Бюргеншток	Покров Друсберг — Флубриг Покров Редертен Покров Виггис (Меловой покров) Южный Ригихохфлю
«Краевая цепь», Нидерхорн	Покров Южный Пилатус Покров Северный Пилатус	Северный Ригихохфлю
Осевой покров		Верхняя юра Средняя юра Нижняя юра покров
	Покров Мюрчен Чешуя Эльггис Покров Шильт	Покров Веррукано
	Чешуи Саасберг («гларнский покров»)	
Покров Дьяблере (покров Геллихорн — Цвишен)	Параавтохтонные покровы между Рейсом и Линтом	Параавтохтонные складка и покровы в районе Рингельшпиц и Каланда
Автохтон		

[1] Бывший покров Бонвин.
[2] Связи в покрове Вильдхорн учитывают меловые элементы.

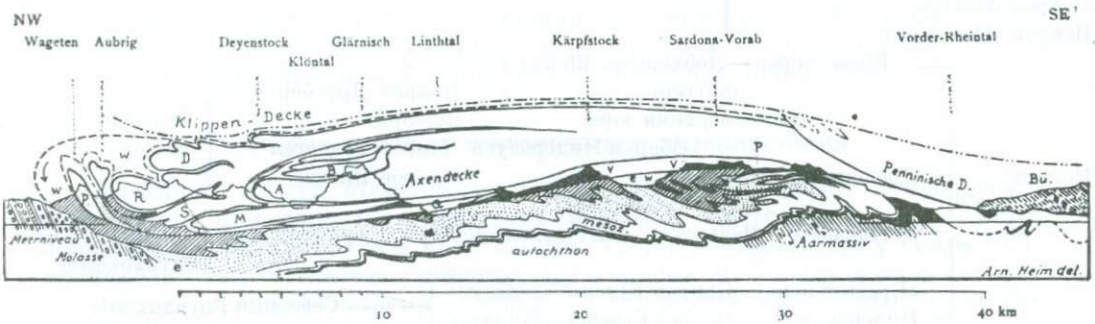
В новых интерпретациях соответственно уже нет необходимости снабжать каждый из надвинутых пластов полным стратиграфическим разрезом альпийских осадков. Уже не требуется, например, покров Сентис (или, по первоначальной интерпретации, покровы Сентис), сложенный почти исключительно мелом, дополнять остальным мезозоем и веррукано. Вместо этого его рассматривают как самую верхнюю часть полного альпийского разреза, которая перемещена издалека с севера.

Сейчас также нет необходимости предполагать, что Осевой покров некогда покрывал полный разрез мела, триаса и веррукано. Покров Мюрчен теперь рассматривается как пластовый надвиг, сложенный главным образом веррукано, верхние стратиграфические единицы которого были тектонически сорваны во время образования этого покрова [57]. Реконструкция первичного осадочного бассейна покровов гельветид, основанная на новых идеях, осуществлена Де Ситтером [19].

«Voraneilen der jüngeren Schichten»

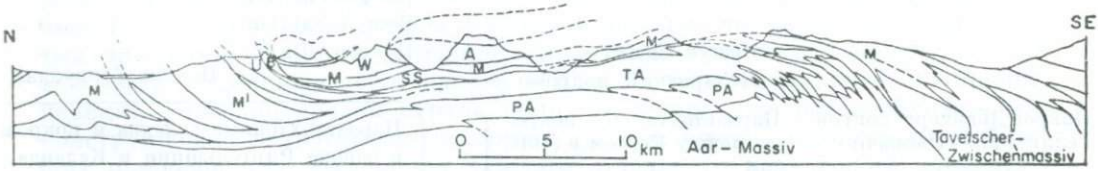
Тот факт, что самые молодые элементы данной стратиграфической серии, располагавшиеся первоначально, безусловно, выше всех остальных, перемещаются на наибольшие расстояния, в то время как древнейшие породы, занимавшие первоначально самое нижнее положение, отстают от них, является основной особенностью покровной тектоники. Это «Voraneilen der jüngeren Schichten» (опережение более молодыми слоями), о котором уже говорилось в гл. 10 как о доказательстве гравитационной тектоники.

В гельветидах это явление выражено особенно ярко из-за развития массивных элементов шраттового известняка мелового возраста, высокогорного известняка юрского возраста и конгломератовых красноцветов веррукано. Каждое включение тонкослоистых глинистых сланцев и мергелей могло действовать как самостоятельный смазочный горизонт. К тому же любой



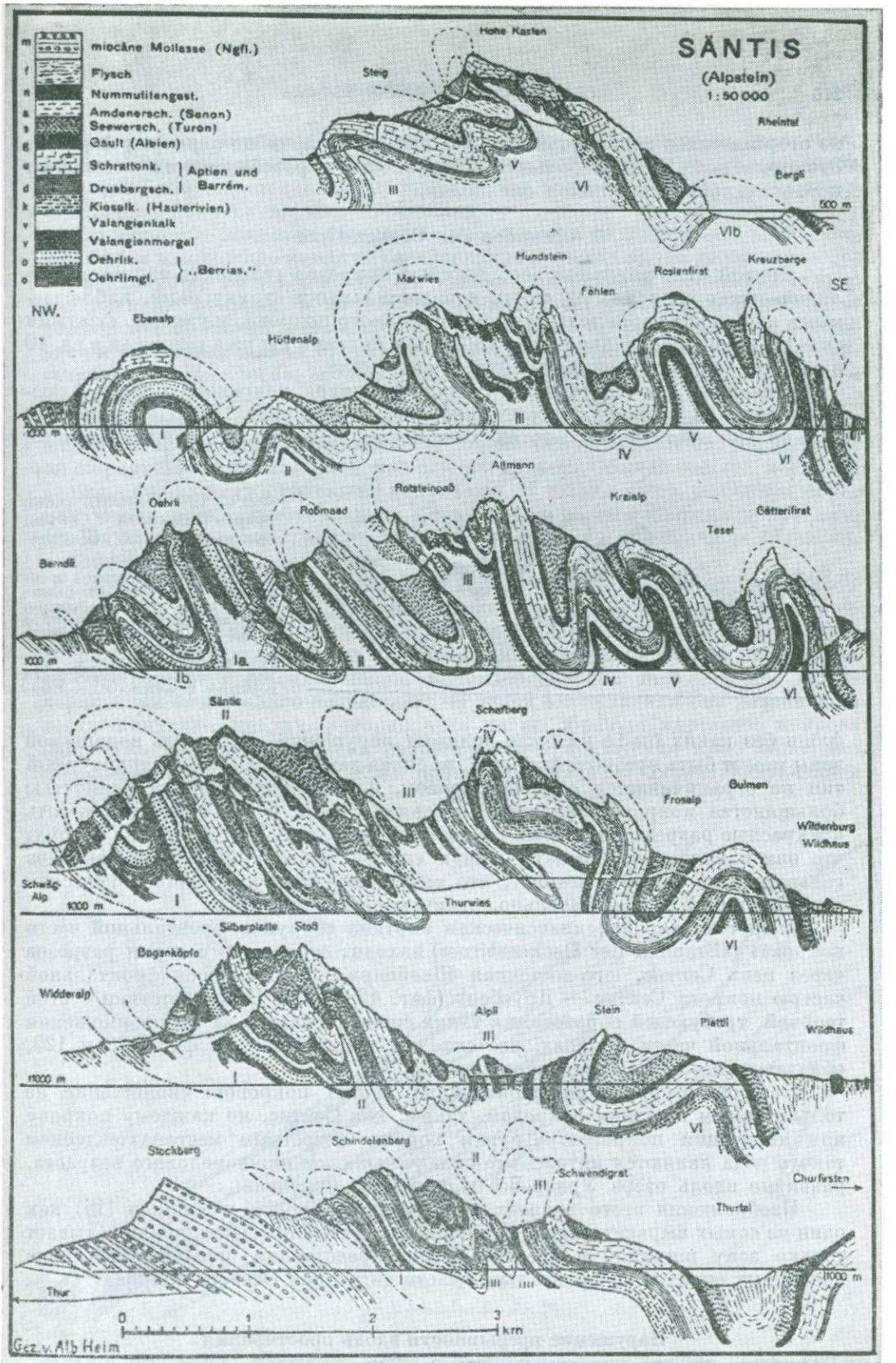
Ф и г. 126. Схематический разрез Альп Гларуса [32].

G — Гларнский покров; M — покров Мюрчен; A — Осевой покров; S, R, D — покровы Сентис — Друсберг.



Ф и г. 127. Поперечный разрез Альп Гларуса, северо-восточная Швейцария [12].

M — моласса; M¹ — зона надвинутой молассы вдоль северного края гельветид; U — ультрагельветский флиш; W — Меловой покров (Сентис — Друсберг, или Вильдхорн); A — Юрский покров (Осевой покров); M — покров Веррукано (покров Мюрчен); SS — Гларнский покров; TA и PA — параавтохтонный и автохтонный третичный флиш и мезозой; B — бюнднерские сланцы.



Ф и г. 128. Серия разрезов фронтальной части покрова Сентис, северо-восточная Швейцария [32].

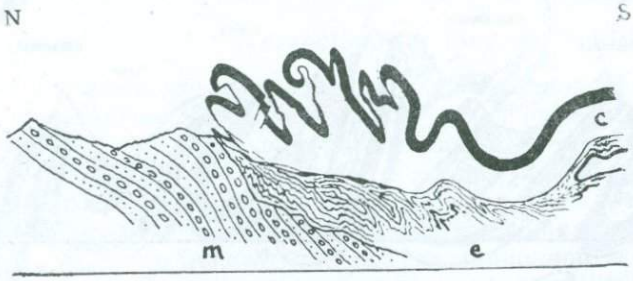
m — миоценовая моласса (нагельфлю); f — флиш; n — нуммулитовые породы; a — амденские сланцы (сенон); s — зеверские сланцы (турон); g — гольт (альб); u, d — шраттовый известняк и друсбергские сланцы (апт и баррем); k — кремнистые известняки (готерив); v — валанжинские известняки и мергели, o — известняки и мергели Эрли (берриас).

из оторвавшихся надвинутых пластов мог быть случайно перекрыт флишем. Это приводило даже к большей мобильности и разобщенности элементов, первоначально являвшихся смежными.

«Branden der Deckenstirne»

Другой отличительной особенностью покровов гельветид является различие между спокойными, почти горизонтальными структурами, наблюдаемыми в большей части тела каждого отдельного покрова, и узкими, сжатыми складками его фронтальной части. Об этом явлении мы уже говорили в гл. 10 в связи с вопросом о гравитационной тектонике.

Спокойная, почти горизонтальная структура покровов хорошо иллюстрируется на примере известного надвига Гларус (фиг. 103). Пермские верруканo на протяжении многих километров перекрывают нижнетретичный



Фиг. 129. Схематический разрез покрова Сентис, северо-восточная Швейцария [32].

Показано, как в северной фронтальной части покрова развивается серия «бурунов», составляющая резкий контраст с общей спокойной структурой покрова.
m — миоцен, e — эоцен, c — мел. Черное — руководящий горизонт шраттового известняка.

флиш без каких бы-то ни было видимых нарушений. Мощность надвиговой зоны может быть чрезвычайно мала, порядка даже 10 см. Такой структурный тип не ограничивается одним покровом, а является общей особенностью большинства покровов гельветид. В связи с этим особо следует отметить прекрасные разрезы восточных гельветид Хельблинга [34] не только потому, что они наглядно отображают общую спокойную структуру всех покровов гельветид, но также и потому, что они базируются на фотогеологической интерпретации и, следовательно, отличаются надежностью.

С другой стороны, классическая картина «бурунов фронтальной части покрова» («Branden der Deckenstirne») находит отражение в серии разрезов через цепь Сентис, юго-восточная Швейцария, являющуюся фронтальной частью покрова Сентис — Друсберг (фиг. 128, 129). В соответствии с этой теорией, требующей образования таких сжатых складок за счет торможения фронтальной части покрова, все складки, показанные на фиг. 128 и 129, обладают северной «вергентностью».

Явление «бурунов во фронтальных частях покровов» свойственно не только самым внешним покровам, таким, как Сентис, но каждому покрову или дигитации покровов. Другим хорошо известным местонахождением такого рода являются интенсивно складчатые слои нижнемелового возраста, развитые вдоль озера Урнер-Зее к северу от Флюлена.

Изображения этого разреза приведены во многих учебниках [14] как один из самых выразительных примеров складчатости. Однако он охватывает только зону шириной в двести метров, представляя ограниченный пояс каскадных складок во фронтальной части дигитации Осевого покрова.

Нарушение прерывности вдоль простирания

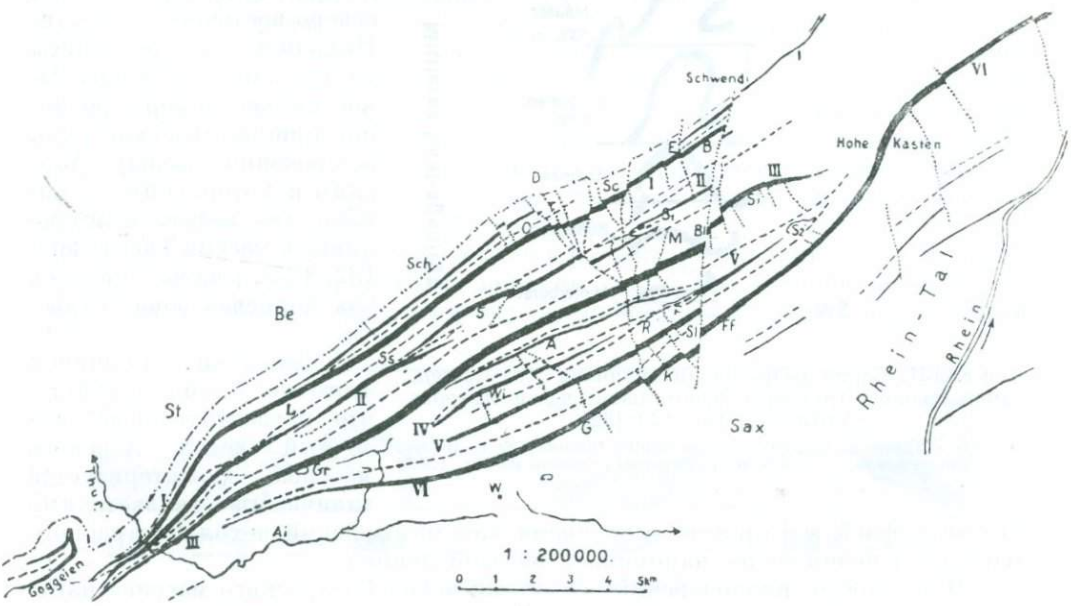
Другой особенностью покровов гельветид является прерывистость вдоль простирания отдельных структурных элементов. Все придерживающиеся догмы непрерывности покровов бывают потрясены, видя, как много встре-

чается фактов нарушения прерывности структур и как мало, напротив, фактов их непрерывности. Явление прерывистости структурных элементов гельветид наблюдается на всех уровнях, от покрова в целом и структур отдельного покрова до микротектоники.

В масштабе покровов нарушения прерывности находят вдоль всей цепи. Хотя всем нам хорошо известно расчленение гельветид на три главных покрова, взглянув на фиг. 122 и 123, мы увидим, что развиты в основном только два главных покрова, а на некоторых поперечных разрезах представлен вообще только один главный покров. Вдоль всего простирания цепи наблюдается эшелонированная структура. Все три покрова в одном разрезе присутствуют только тогда, когда каждый из них характеризуется аномальным развитием.

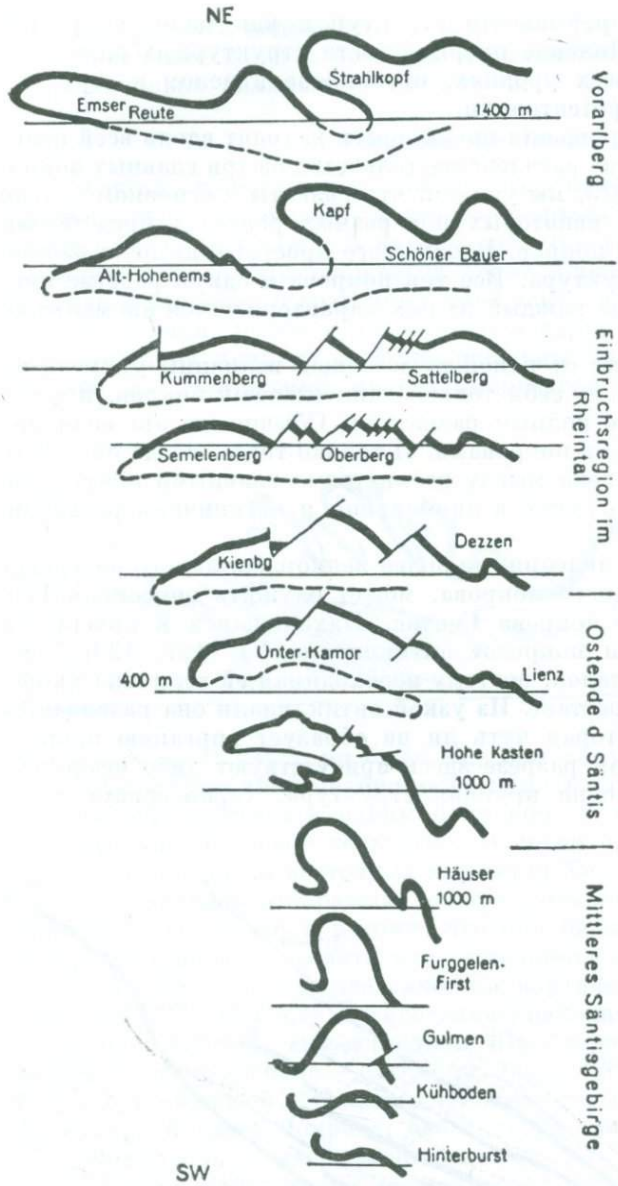
По-видимому, это зависит от какой-то всеобщей величины укорочения эпидермиса. Ее может взять на себя только один главный покров, и тогда он характеризуется наиболее полным развитием. Обычно же эта величина делится между двумя главными покровами. И только тогда, когда она более или менее равномерно разделена между всеми тремя главными покровами, мы находим всех их, пусть даже в аномальном и нетипичном развитии, в одном разрезе.

Примером аналогичного явления, но более мелкомасштабного на уровне складчатых структур отдельного покрова, может служить описанная Геймом [32] фронтальная зона покрова Сентис. Находящаяся в арьергарде «бурунов фронтальной части покрова» антиклиналь VI (фиг. 129) берет на себя роль всех других складок, поэтому необходимая ей величина укорочения коры значительно возрастает. Из узкой антиклинали она развивается в опрокинутую складку, которая чуть ли не образует виргацию покрова (фиг. 130, 131). В поперечном разрезе здесь присутствуют либо несколько небольших структур, либо одна крупная структура, характеризующаяся



Ф и г. 130. Карта складчатых структур фронтальной части покрова Сентис [32].

Оси антиклиналей I — VI соответствуют осям, показанным на фиг. 129. Антиклиналь VI, Хоэ-Кастен, выполняет функции всех других антиклиналей, расположенных на северо-востоке. Это пример прерывистости складчатых структур вдоль простирания в результате «эшелонирования». Буквы обозначают местные геоморфологические структуры, о которых читатель может узнать из первоисточника.



Ф и г. 131. Серия разрезов антиклинали Хоэ-Кастен, самой южной структуры фронтальной части покрова Сентис (см. фиг. 130) [32].

Черное — горизонт шраттового известняка (нижний мел). Нижние разрезы эквивалентны более детальным разрезам на фиг. 129.

эшелонированным строением вдоль простирания и несущая ту же тектоническую функцию.

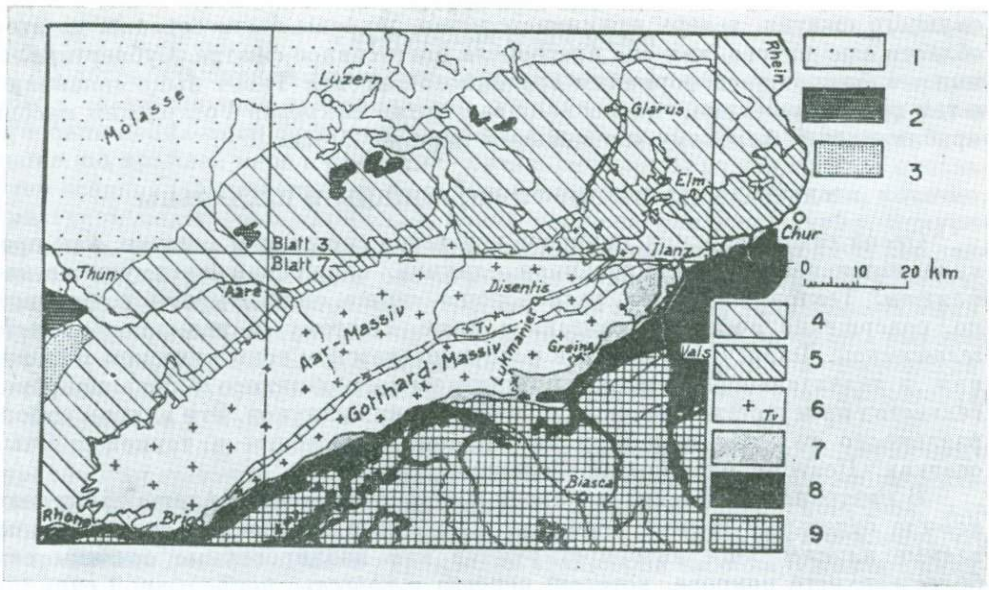
Корневая зона гельветид

Всегда считалось, что покровы гельветид происходят из зоны, расположенной к северу от современного местоположения покровов пеннид. Они имели собственную корневую зону. Когда в альпийской геологии говорят о корневой зоне, то имеют в виду корневую зону главных покровов, т. е. пеннид, а не гельветид.

По общему согласию корневую зону гельветид помещали на внутренней стороне наиболее внешних центральных массивов, т. е. между Эгюий-Ружем и Монбланом в юго-западной части цепи и между Ааром и Готардом в ее северо-восточной части. Находящееся в последнем из указанных районов узкое сильно деформированное кристаллическое тело, заключенное между Аарским и Готардским массивами, так называемый срединный массив Тавеч (фиг. 132, 133), рассматривалось как корневая зона гельветид.

Основной причиной этого послужил тот факт, что параавтохтонный осадочный чехол Аарского массива характеризуется типичными гельветскими стратиграфией и фациями, в то время как мезозойский чехол Готардского массива в целом более напоминает мезозой пеннид.

В частности, нижнеюрский осадочный чехол Готардского массива напоминает бюнднерские сланцы пеннид. В литературе даже встречаются названия «бюнднерские сланцы Готардского массива» или «юра Готардского массива» [46, 44, 42, 45]. Частично эти отложения коррелируются с ультрагельветской фацией, что также отличает их от гельветид и приближает к фации пеннид [37].

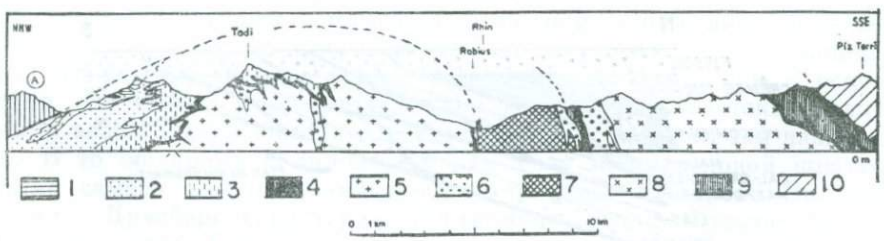


Ф и г. 132. Обстановка в срединном массиве Тавеч, между Аарским и Готардским массивами [45].

1 — моласса; *2* — клиппы и Клипповый покров Предальп; *3* — Брекчиевый покров Предальп; *4* — покровы гельветид; *5* — парааутохтонный и автохтонный чехол Аарского массива и гельветской фации; *6* — кристаллические ядра центральных массивов (Tv — срединный массив Тавеч); *7* — мезозойский чехол Готардского массива; *8* — мезозойский чехол покровов пеннид, главным образом бюнднерские сланцы; *9* — кристаллические ядра покровов пеннид.

В соответствии с новыми идеями гравитационной тектоники корневая зона нам больше не нужна. Однако нам еще необходима какая-то площадь, из которой происходит осадочная серия покровов эпидермального типа. Принимавшаяся ранее первоначальная ширина корневой зоны была значительно больше, чем ширина «материнской области», из которой, согласно новым идеям, соскользнули пласты покровов. Если, исходя из реконструкций Гейма, Штауба и других, добавить к этому все инволюции и дигитации покровов, рассматривавшихся как опрокинутые складки, непрерывные вдоль простирания, то первоначальная ширина корневой зоны должна была бы составить несколько сотен километров. В то же время для «материнской области» требуется ширина не более 20 км.

Срединный массив Тавеч ныне, как и раньше, рассматривается в качестве области, из которой происходят покровы гельветид. Однако вместо представления о корневой зоне, из которой покровы выжимались в результате



Ф и г. 133. Поперечный разрез Аарского и Готардского массивов, на котором показано положение срединного массива Тавеч, гельветид и фронта пеннид [56].

1 — покровы гельветид; *2* — флиш; *3* — парааутохтонный и автохтонный мезозой в гельветской фации; *4* — триас; *5* — Аарский массив; *6* — пермо-карбон; *7* — срединный массив Тавеч; *8* — Готардский массив; *9* — мезозойский чехол Готардского массива; *10* — покровы пеннид.

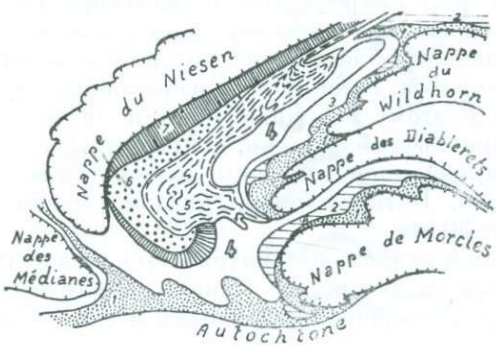
сильного сжатия, теперь принимается, что покровы были сорваны из этой области еще до того, как она претерпела интенсивное сжатие. Субвертикальные тектонические деформации срединного массива Тавеч ныне связывают с тем предположением, что после образования покровов Готардский массив приблизился к Аарскому «по меньшей мере на 20 км» [56].

УЛЬТРАГЕЛЬВЕТСКИЙ ФЛИШ, КЛИППЫ И ПРЕДАЛЬПЫ

Ореол самых верхних покровов гельветид составляет мощная, как правило интенсивно деформированная единица, сложенная преимущественно флишем. Тектонически она расположена «выше, чем покровы гельветид», но, совершенно очевидно, связана с ними. Поэтому ее называют *ультрагельветской*. Флиш, находимый в ультрагельветском тектоническом положении, в значительной своей части отличается от обычного флиша покровов гельветид присутствием множества эрратических валунов. Эти валуны самого различного размера образуют хаотические включения в тонкозернистых осадках. Поэтому их называют «диким флишем».

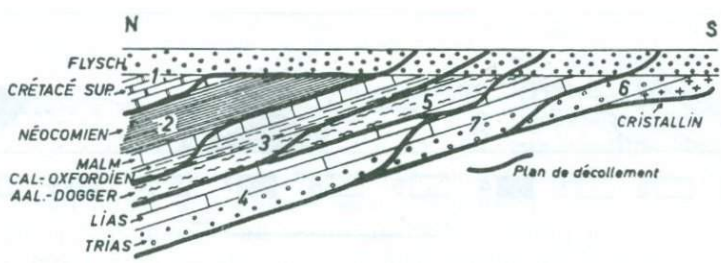
В центральной Швейцарии среди ультрагельветского флиша выступают кое-где отдельные горные вершины, сложенные мезозоем — это так называемые *клиппы*. Они интерпретируются как изолированные останцы еще более верхнего покрова, который некогда в качестве непрерывной единицы покрывал почти весь ультрагельветский флиш. Наиболее доступным для наблюдений и весьма впечатляющим является двойной клипп Митен близ города Швиц (фиг. 134, 135).

Далее на юго-запад эти изолированные клиппы фактически сливаются в непрерывный покров, еще не затронутый эрозией. Клипповый покров, или покров срединных Предальп французской номенклатуры, образует часть системы покровов Предальп (фиг. 123). Он расположен в юго-западной Швейцарии, в долине Роны, между рекой Арв и Тунским озером, т. е. северо-западнее покровов гельветид.



Ф и г. 134. Обстановка в ультрагельветских покровах (*1*—*7*) зоны Ущелий — осевой депрессии гельветид центральной Швейцарии [6].

1 — покров Плен-Морт; *2* — покров Анзенда; *3* — покров Секс-Мор; *4* — покров Бекс; *5* — покров Арвей; *6* — покров Мейлере; *7* — покров Шамоссер. Гельветиды: покровы Моркле, Дьяблере и Вильдхорн; Предальпы: покровы Низен и Медиан (клиппы).



Ф и г. 135. Схематическая интерпретация происхождения ультрагельветских покровов зоны Ущелий (см. фиг. 134) в результате дифференцированной «складчатости срыва» («décollement») единой стратиграфической единицы [6].

1 — покров Плен-Морт; *2* — покров Анзенда; *3* — покров Секс-Мор; *4* — покров Бекс; *5* — покров Арвей; *6* — покров Мейлере; *7* — покров Шамоссер.

Ультрагельветский флиш

Ультрагельветский флиш, эту фацию «дикого флиша», развитую в основном в самой нижней тектонической единице — покрове Плен-Морт, ранее относили целиком на счет тектонической переработки. Теперь его происхождение, по крайней мере в основных чертах, связывают со своего рода оползанием осадков («олистостромы» в итальянской литературе) [49], хотя, конечно, при таком подвижном материале, каким сложена флишевая серия, приуроченная к тому же к фронтальной зоне системы покровов, тектонические движения также должны были оказать значительное влияние на эту серию, имевшую хаотический характер строения уже в период осадконакопления. Я не буду вдаваться в детали проблемы дикого флиша и проблемы выходов мезозоя среди флиша, находящегося в ультрагельветском положении, поскольку они хорошо освещены в региональной литературе, на которую я даю ссылки.

Представления, согласно которым обломочный материал первичного стратифицированного флиша образовался в результате эрозии эмбриональных кордильер, представляющих одну из стадий развития покровов, для ультрагельветского флиша были оспорены в 1960 г. [35]. Установлено, что направления палеотечений в турбидитах этой серии не обнаруживают никакой связи с системой покровов и даже свидетельствуют о частичном привносе материала с севера. Была создана палеогеографическая картина, состоящая из множества местных грабенов и горстов, разделенных крутыми разломами, причем горсты в этой картине являлись местными участками сноса материала. Следовательно, такая интерпретация является своего рода экстраполяцией идей Трюмпи относительно горсто-грабеновой палеогеографии Альпийской геосинклинали в мезозое.

В интенсивно деформированном ультрагельветском флише выделяется относительно много маломощных покровов, которые я только перечислю, не вдаваясь в детали. Это (сверху вниз) покровы: Шамоссер, Мейлере, Арвей. Бекс, Тотхорн (бывший Бонвин), Анзенда, Плен-Морт [6] (табл. 16). Четыре верхних покрова иногда объединяют в покров Лаубхорн и считают ультрагельветскими, а три нижние — нижнеультрагельветскими.

Ультрагельветские покровы хорошо развиты в зоне Ущелий — осевой депрессии гельветид центральной Швейцарии (стр. 212). Вопрос о местоположении и возможном происхождении этих покровов недавно рассмотрен Баду [6]; фиг. 134, 135.

Клиппы

С другой стороны, клиппы играют столь важную роль в наших построениях о покровной тектонике, что целесообразно сказать несколько слов об их наиболее известном примере — клиппе Митен.

На фиг. 136 приведена панорама, а на нижнем разрезе фиг. 137 — геологическая интерпретация клиппа Митен, как он наблюдается с запада, со стороны Фирвальдштетского озера [33]. Пейзаж представлен в основном пологими округлыми холмами, сложенными ультрагельветским флишем. Над ними возвышаются синклинальные структуры мезозоя, так называемые Митен. В то же время в нижнем правом углу нижнемеловой шраттовый известняк самого верхнего гельветского покрова — покрова Вильдхорн, или Сентис —Друсберг, характеризуется типичным стилем «бурунов фронтальной части покрова». Такое же положение наблюдается во всех других клиппах. В более общем плане это проиллюстрировано на фиг. 138.

Геометрия мезозойской серии, расположенной в кровле зоны мощного третичного флиша, в свою очередь залегающего на мезозое, служит, безусловно, одним из самых наглядных примеров покровной тектоники. Реконструк-



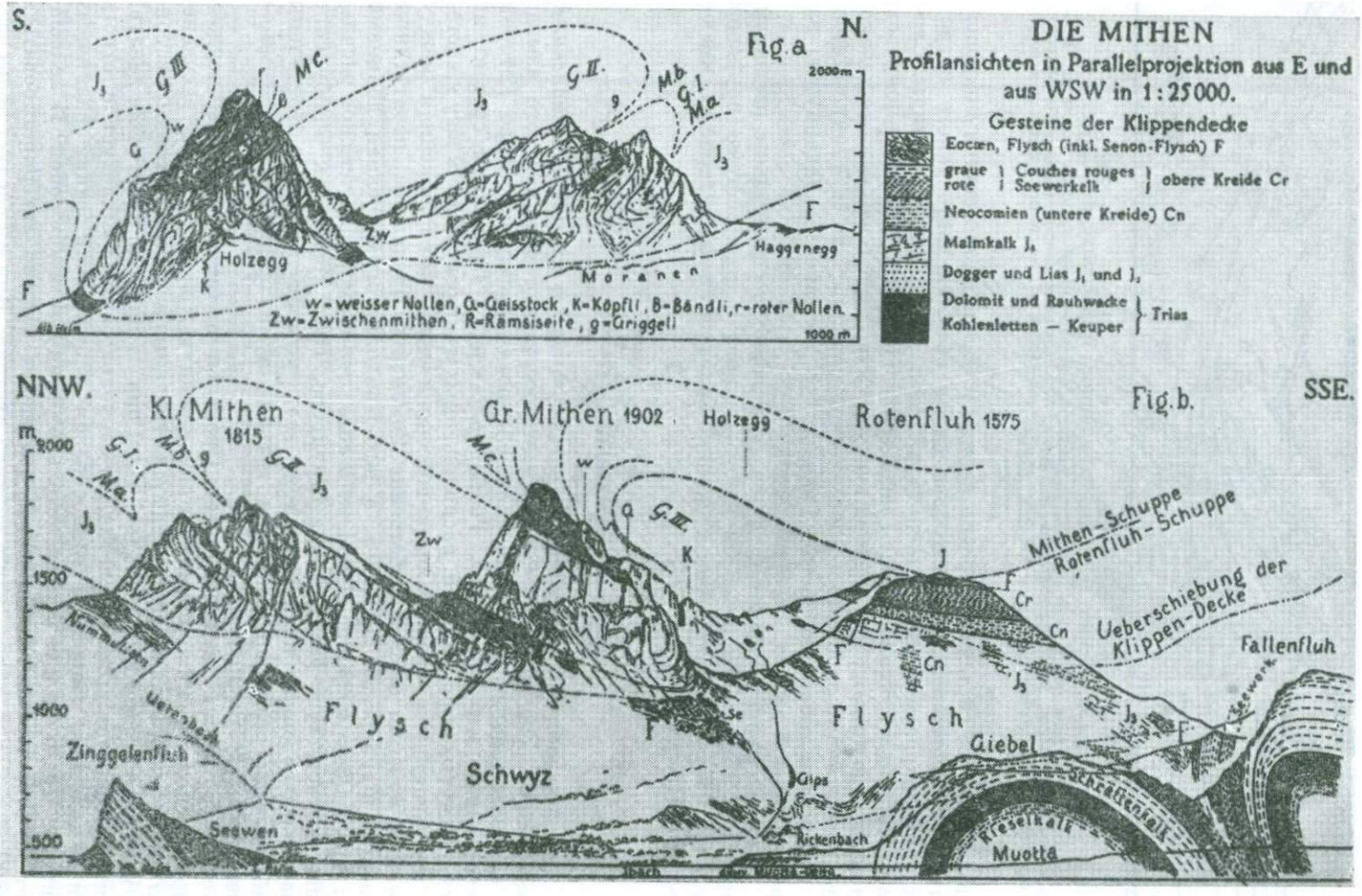
Ф и г. 136. Панорама, открывающаяся с Фирвальдштетского озера, центральная Швейцария на город Швиц и горы Клейне-Митен и Гроссе-Митен [33].

ция первичного положения почти полностью размытого покрова по эрозионным останцам клиппов имеет большое значение. Однако основной интерес этого разреза выходит далеко за рамки локальной геометрии и заключается в значительном различии между фациями мезозоя в нижней и верхней частях разреза. В клиппе Митен мел представлен в основном красноцветными отложениями, а в покрове Вильдхорн — шраттовым известняком. Термин «красноцветные отложения» (Couches rouges) в швейцарской альпийской геологии используется для обозначения не континентальных красноцветов, а морских мергелистых известняков с *Globotruncana*. Считается, что они отлагались в сравнительно глубоководных условиях, однако независимо от их интерпретации они весьма отличаются от неритовой фации массивных известняков шраттового известняка покрова Вильдхорн.

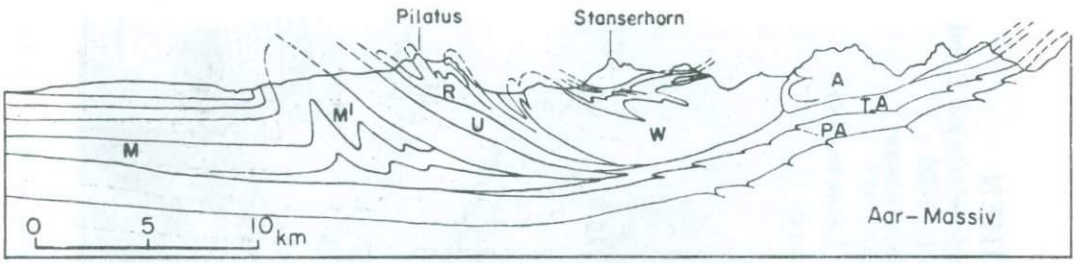
Совершенно очевидно, что условия осадконакопления, в которых формировались мезозойские отложения клиппов, отличались от условий формирования мезозоя гельветид. Принимая во внимание выдержанность шраттового известняка, по крайней мере как литостратиграфической единицы, в северных покровах гельветид, можно даже предположить, что отложение мезозойских осадков клиппов происходило в каком-то бассейне, первоначально весьма отдаленном от того, в котором развивались гельветские мезозойские отложения.

Эти выводы совершенно закономерны и все еще сохраняют свою силу. Однако вызывает сомнение вопрос о том, можно ли еще следовать более смелой, специфической интерпретации классической картины. Фациальные различия между клиппом Митен и покровом Вильдхорн интерпретировались в свете концепции однообразия фаций для данной тектонической единицы. На основании сходства фаций мела клиппа Митен и мела некоторых более высоких покровов австрид было сделано предположение, что этот клипп первоначально принадлежал какому-то верхнему покрову австрид [52].

Я считаю такое экстраполирование информации о фациальных изменениях чрезмерным. Для этого следовало бы принять, что разрез клиппа, выступающего среди ультрагельветского флиша, заключает какое-то крупное структурное несогласие. Тектонический перерыв в этом разрезе должен был



Ф и г. 137. Тектонические разрезы гор Митен. Нижний разрез, вид с запада, приблизительно соответствует панораме на фиг. 136 [33].



Ф и г. 138. Разрез гельветид и клиппов Штансерхорн [12].

M — моласса; M¹ — зона складчатой молассы, надвинутой вдоль северной границы гельветид; U — ультрагельветский флиш; R — краевая цепь гельветид; W — меловой покров (покров Вильдхорн); A — юрский покров (Осевой покров), TA и PA — параавтохтонный и автохтонный флиш и мезозой

бы включать все системы покровов пеннид и большинство систем покровов австрид. Непостижимо, чтобы только самая верхняя часть такого нагромождения покровов могла быть сдвинута столь далеко, за гельветиды. Следовало бы ожидать, что мы найдем здесь также какой-нибудь клипп покровов пеннид или же нижних или средних австрид. Утверждать же, как это делают более романтичные защитники классической картины, что «в клиппе Митен мы наблюдаем северную часть африканского континента, надвинутую на Европу», на мой взгляд, вообще абсурдно.

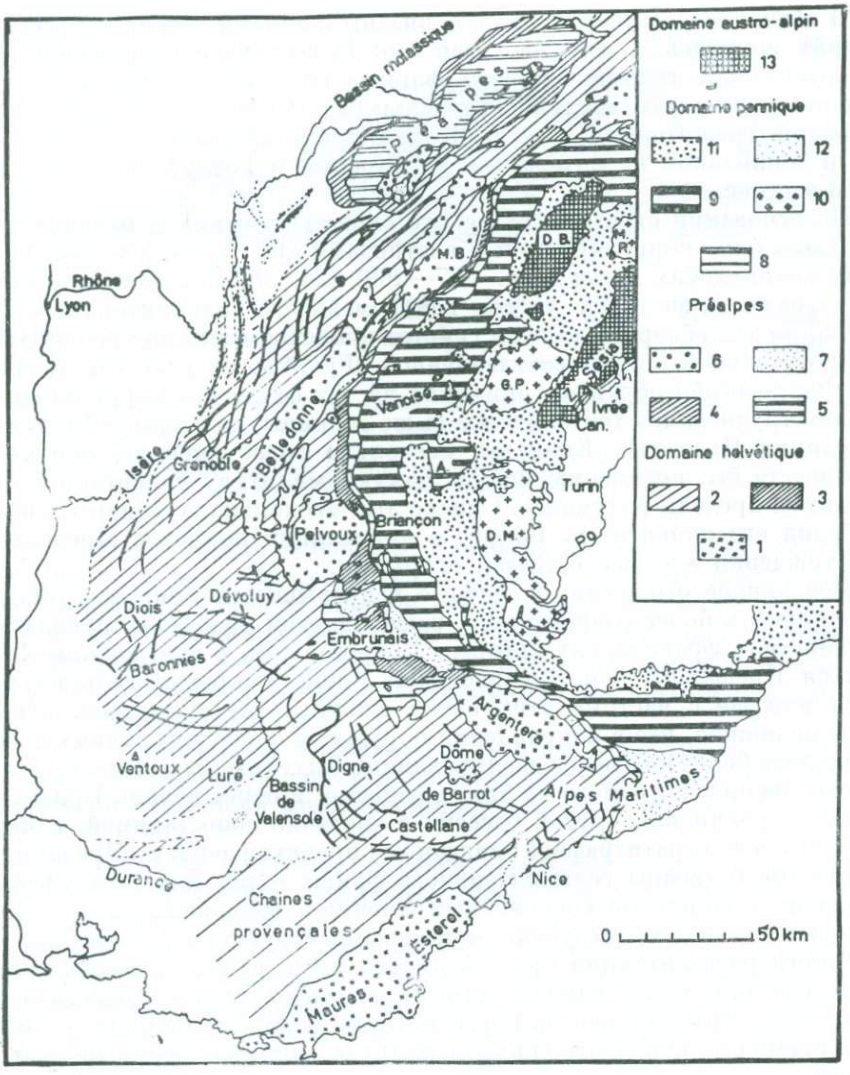
Вопрос о происхождении клиппов, безусловно, тесно связан с решением вопросов о происхождении Клиппового покрова и всей системы покровов Предальп. Поэтому рассмотрим несколько более детально материалы, имеющиеся по Предальпам.

Предальпы

В более ранней литературе Предальпы зачастую называли *Романскими Предальпами*. Это название берет происхождение от французского языка, на котором говорит население большей части Швейцарии, ядро которой и составляют эти Предальпы. Геоморфологически Предальпы состоят из двух изогнутых горных цепей, расположенных на берегу Роны к югу и востоку от Женевского озера. Северо-восточная цепь, расположенная между Роной и Тунским озером, собственно Романские Предальпы, носит также название *Фрибурских Предальп*, а юго-западная, ограниченная долинами рек Арв и Рона, название *Предальп Шабле*. Это геоморфологическое расчленение соответствует различиям в структуре. В то время как Фрибурские Предальпы содержат полную систему всех четырех покровов, Предальпы Шабле почти везде представлены только двумя средними покровами — Брекчиевым и Клипповым.

Между прочим, существование Предальп является большим неудобством, поскольку они не вписываются в изящную и простую схему расчленения Альпийской цепи на гельветиды, центральные массивы, пенниды, австриды и корневую зону Южных Альп. Если они лишние, то что с ними делать? Тектонически они выше гельветид, но насколько выше? И следует ли строго придерживаться концепции единообразия фаций, если фации различных покровов Предальп и те уже значительно различны между собой? И не означает ли это, что их тектоническое положение должно интерпретироваться как крайнее, т. е. такое, как у верхних австрид? Или им следует подыскать более скромное место?

Во французских Альпах есть еще две структуры, в каких-то отношениях сопоставимые с Предальпами,— это часть Приморских Альп близ Ниццы и покров *гельминтоидного* флиша Эмбрёнэ (фиг. 139).



Ф и г. 139. Схематическая структурная карта Западных Альп [17].

Показано положение Предальп и прилежащих областей Эмбрёнэ и части Приморских Альп к северо-востоку от Ниццы.

1 — центральные массивы («экстерниды»); *2* и *3* — зона Дофине и гельветиды, *4—7* — Предальпы: *4* — покровы ультрагельветский и Низен, *5* — Клипповый покров, *6* — Брекчиевый покров, *7* — экзотический флиш на (6); *8—12* — пенниды: *8* — Субbriансонская зона, *9* — Briансонская зона, *10* — кристаллические ядра («интерниды») пеннидских покровов, *11* — бюнднерские сланцы покровов пеннид; *12* — покров гельминтоидного флиша; *13* — австриды (покровы Дан-Бланш и зона Сезия — Ланцо); D.B.— Дан-Бланш; D.M.— Дора-Майра; G.P.— Гран-Паради; M.B.— Монблан.

Дебельма и Лемуан [17] совершенно спокойно описывают все три области как «заусенцы» («bavures») внутренних покровов на внешних единицах.

Однако, взглянув на фиг. 139, можно убедиться, что Предальпы отличаются от более южных районов в двух отношениях. Во-первых, большая часть Предальп представлена «нормальным» мезозойским разрезом, резко отличным от гельминтоидного флиша. Флиш, сопоставимый с гельминтоидным, занимает только относительно небольшую площадь в верхнем из покровов Предальп, т. е. в покрове Симме [8, 38]. Во-вторых, две южные области еще сохраняют физическую связь с пеннидами, в то время как Предальпы уже потеряли ее в результате эрозии, что, безусловно, открывает большие возможности для самых различных корреляций.

В общем эти «заусенцы» тесно связаны с зонами осевой депрессии цепи внешних покровов. С юга на север это: 1) восточное погружение массива Аржантера для гельминтоидного флишевого покрова Приморских Альп и прилежащей части итальянских Альп, 2) для Эмбрёнэ депрессия между массивами Аржантера и Пельву и 3) для Предальп депрессия между Эгюий-Руж и Монбланом на юго-западе и Аарским и Готардским массивами на северо-востоке.

На основании стратиграфического сходства юрских и меловых отложений Предальпы коррелируются с австридами [13] (табл. 18) Брианconской зоной французских Альп (стр. 267—269) [28, 55] и с покровом Эмбрёнэ французских Альп [17] с учетом верхнемелового гельминтоидного флиша.

Фалло дал обзор различных гипотез происхождения покровов Предальп в очаровательной статье, озаглавленной «Гулянье от гипотезы к гипотезе» [23]. Фалло особо обращает внимание на тот факт, что корреляции такого рода тем труднее, чем тектонически выше единицы, с которыми производится корреляция Предальп. Единицы, несколько более высокие, чем пенниды, потребовали бы, по мнению Фалло, такую амплитуду надвигания, которая выходит за пределы разумного. Однако этот несколько шутливый тон Фалло, не убедил его оппонентов. Вопрос о корреляции покровов Предальп и их происхождении все еще остается открытым.

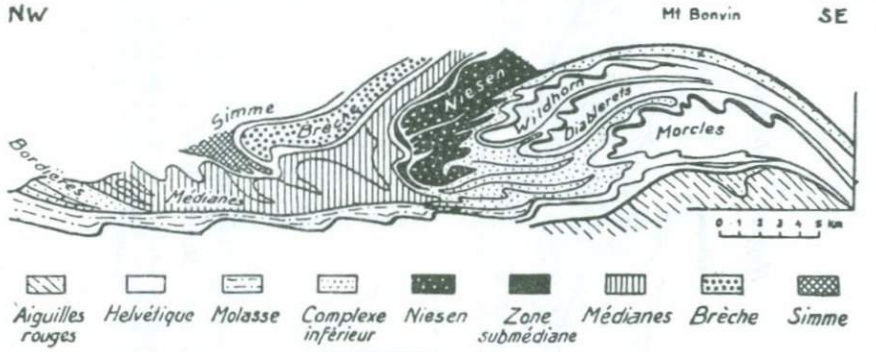
Мое личное отношение к догме о непрерывности покровов таково, что я склоняюсь к более современному решению этой проблемы, предлагаемому большинством французских авторов. Вопрос о том, с чем должны коррелироваться Предальпы — с Брианconской зоной, покровом гельминтоидного флиша или же с частями этих обеих единиц,— не существен, поскольку вполне возможно, что в направлении наружу от более устойчивых бассейнов развивались более или менее изолированные бассейны, из которых произошли покровы пеннид. От одного из них, возможно, и берет начало Брианconская зона, в то время как другой бассейн с частично сопоставимой, а частично отличающейся стратиграфией связан с происхождением Предальп. Так и флишевые бассейны гельминтоидного флиша (один или несколько), простирающиеся вплоть до современных Апеннин, возможно, развивались вне настоящей связи с последующими главными структурными зонами.

Такого рода ситуация представлялась бы даже более возможной, если вместо единого геосинклинального складчатого пояса существовала бы мозаика отдельных элементов коры, которые перемещались бы до орогенеза или во время его, как об этом свидетельствуют данные палеомагнитных исследований.

В завершение дискуссии следует упомянуть еще об одной трудности, связанной с гельминтоидным флишем, а именно о семантике слова «высокий» (high). В «швейцарском» понимании это слово означает «тектонически высокий» и к тому же занимающий относительно более внутреннее положение. Во «французском» смысле «высокий» в применении к гельминтоидному флишу означает «стратиграфически высокий». Первоначально этот флиш слагал верхи осадочного разреза. В процессе поднятия района осадконакопления под влиянием силы тяжести начали формироваться покровы пеннид. В этой модели покров гельминтоидного флиша — не что иное, как еще один пример «опережения более молодых слоев»; обозначение его «верхним» отнюдь не определяет тектонической корреляции с какими-то другими покровами пеннид.

Тектоническая структура Предальп

Независимо от их геотектонической интерпретации и различных путей пригонки Предальп к общей картине Альп, большее значение имеют две их особенности, которые мы позволим себе рассмотреть во взаимосвязи — это аномальные стратиграфия и тектонический стиль.



Ф и г. 140. Схематический разрез Предальп, на котором показана последовательность залегания покровов [24].

Médianes — Клипповый покров; Brèche — Брекчиевый покров. Гора Бонвин (справа от Предальп) отмечает зону осевой депрессии системы покрова гельветид — зоны Ущелий, на которую, возможно, надвинуты Предальпы (фиг. 125).

Фации мезозоя весьма изменчивы. Различия в фациях не только между несколькими покровами Предальп, но и внутри отдельных покровов столь велики, что дать их какой-то простой обзор трудно. По этому вопросу мы снова отсылаем читателя к региональной литературе, в которой стратиграфия Предальп рассмотрена весьма детально [13]. Здесь отметим только, что мезозой представлен главным образом мергелями, мергелистыми известняками и тонкослоистыми известняками.

Отсутствуют массивные известняки гельветид, присущие «высокогорному» или «шраттовому» типу известняков. Тектонический стиль, представленный покровами с главным мезозойским ядром, резко отличается от стиля гельветид.

Общая структура системы покровов Предальп показана на разрезе фиг. 140. Сверху вниз здесь выделяются следующие покровы: Симме, Брекчиевый, Клипповый и Низен.

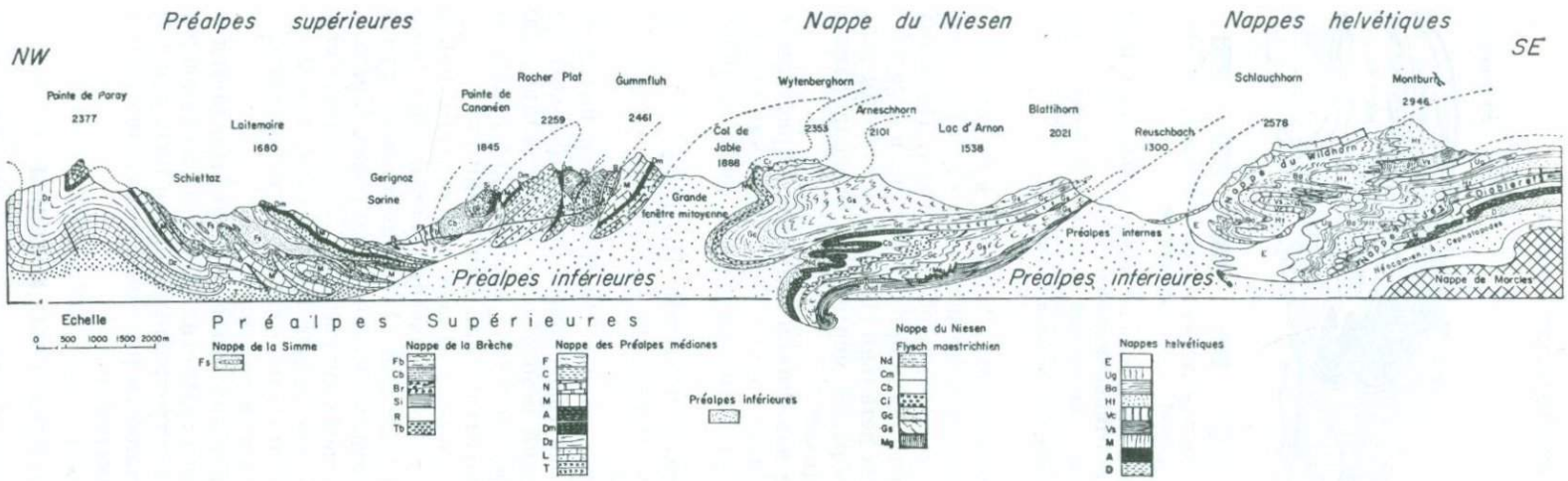
Из всех покровов только покров Низен сложен почти исключительно верхнемеловым флишем. Хотя тщательный поиск приводит к обнаружению все большего числа включений мезозойских и кристаллических пород, родственных, по крайней мере частично, нижним австридам, покров Низен рассматривается как ультрагельветский или пеннидский.

В противоположность покрову Низен три верхних покрова Предальп целиком сложены мезозоем. Тектонический стиль этих покровов хорошо показан на разрезах Гейма [32]. Фиг. 141 заимствована из одной из новых работ [25]. Тектонический стиль мезозоя в покровах Предальп характеризуется большей текучестью, чем в гельветидах. Это явление связано, видимо, как с отсутствием мощных массивных известняков, так и с присутствием значительно менее мощных отчетливо слоистых известняков, заключенных между мобильными горизонтами мергелей.

Это различие в тектоническом стиле хорошо выявляется при сравнении фиг. 141 с разрезами покровов гельветид. Я указал на такое различие только потому, что оно предоставляет прекрасный пример того, как в пределах одной и той же горной цепи проявляются различия в тектоническом стиле, связанные с различиями в стратиграфии.

ЦЕНТРАЛЬНЫЕ МАССИВЫ

О центральных массивах Швейцарии я скажу всего только несколько слов и вновь вынужден отослать читателей к региональной литературе. Основное направление новых исследований — осознание той большой роли.



Ф и г. 141. Поперечный разрез Предальп [25].

Покров Симме: Fs — сеноманский флиш с конгломератом Мокоза. Брекчиевый покров: Fb — флиш, Cb — верхний мел, Br — нижняя брекчия, Si — нижние сланцы, R — рэт, Tb — триас.

Покров Медианных Предальп: F — эоценовый флиш, C — верхний мел, N — неоком, M — мальм, A — аргов, Dm — доггер с *Mytilus*, Dz — доггер с *Zoophicos*, L — лейас, T — триас.

Покров Низен (маастрихтский флиш): Nd — нодосариевые слои, Cm — средний конгломерат, Cb — флиш с белыми известняками, Ci — промежуточный конгломерат, Gc — песчаный и известняковый флиш, Gs — песчанистый и глинисто-сланцевый флиш. Фундамент: Mg — зоны Валлег и Мургаз, Oud — зона Удью.

Гельветские покровы: E — эоцен, Ug — ургон, Ba — нижний баррем, Ht — готерив, Vc — известняки валанжина, Vs — глинистые сланцы валанжина, M — мальм, A — аргов, D — доггер.

которую альпийский метаморфизм сыграл в истории древних кристаллических пород фундамента,— мы уже охарактеризовали при рассмотрении данных определения абсолютного возраста на стр. 185—186.

Современный обзор структуры Аарского массива, сочетающий в себе результаты петрологических исследований и данные определения абсолютного возраста, дан Вютрихом [60], фиг. 142, табл. 17. В обзоре показано, что

Таблица 17

Rb/Sr-возраст пород[1] Аарского массива [60]

Образец	Петрографическая единица	Порода или минерал	Возраст, млн. лет
1	Граниты Гастерн	Биотит	271±11
2	Граниты Миттагфлю	Порода в целом	271±22
		Биотит	54±3
		Микроклин	102±8
		Альбит	2200±250
3	Граниты центрального Аарского массива	Биотит	18,5±2
4	Аплитовая краевая зона центрального Аарского массива	Порода в целом	249±40
5	Гнейсы Эрстфельд	Биотит	298±40
			305±12
6	Гнейсы Эрстфельд	Биотит	170±27
7	Пегматиты в гранитах Тёди	Мусковит	312±12
8	Пегматиты в тектонической зоне гранитов Аарского массива	Мусковит	287±12
9	Пегматиты в северной части чехла кристаллических сланцев	Мусковит	309±30

[1] Привязку и геологический горизонт взятия образцов см. на фиг. 142.

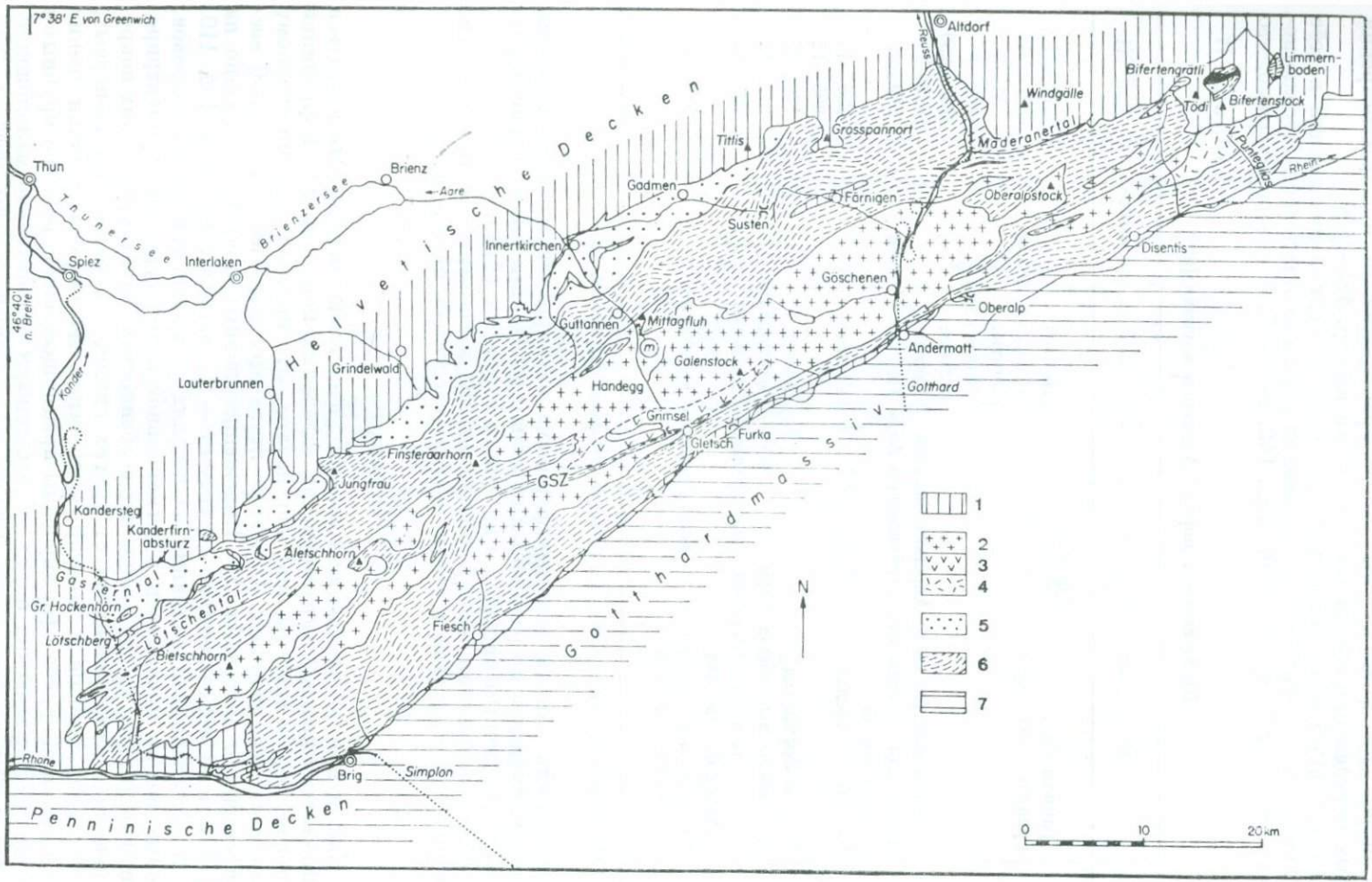
интенсивность альпийского метаформизма варьировала в весьма широких пределах, судя как по различным образцам из одной и той же серии пород, так и по различным минералам из одного и того же образца.

Взаимоотношения между центральными массивами, корневой зоной, «материнской областью» и гельветидами освещалось на стр. 218.

Пенниды

Как и при рассмотрении гельветид, я не имею возможности вдаваться во множество деталей характеристик отдельных покровов или корреляций покровов внутри системы покровов пеннид. Это привело бы к чрезмерному увеличению объема книги. Основные итоги исследований Кадиша [13] воспроизведены в виде табл. 18. Положение главных покровов показано на фиг. 122, а их тектонические структуры — на разрезах фиг. 106, 109, 110.

Не останавливая внимания на деталях развития отдельных покровов, которые можно почерпнуть в региональной литературе, мы сконцентрировали свой интерес на двух основных особенностях, характеризующих покровы пеннид и отличающих их от других систем покровов. Это, во-первых, стратиграфия мезозоя и, во-вторых, то, что с тектонической точки зрения большинство покровов сформированы преимущественно довольно крупными ядрами кристаллических пород, обрамляемыми сравнительно маломощным, а в некоторых случаях даже весьма маломощным чехлом мезозоя (фиг. 143—146).



Ф и г. 142. Схематическая карта Аарского массива (с указанием мест определения абсолютного возраста) [60].

1 — автохтонный и параавтохтонный осадочный чехол; *2* — центральноаарские граниты; *3* — граниты Гримзель; *4* — граниты Пунтеглиас; *5* — граниты Гастерн, Лаутербруннен, Иннеркрихнер и Тёди; *6* — покров кристаллических сланцев Аарского массива; *7* — массив Готард и пеннидские покровы, нерасчлененные.

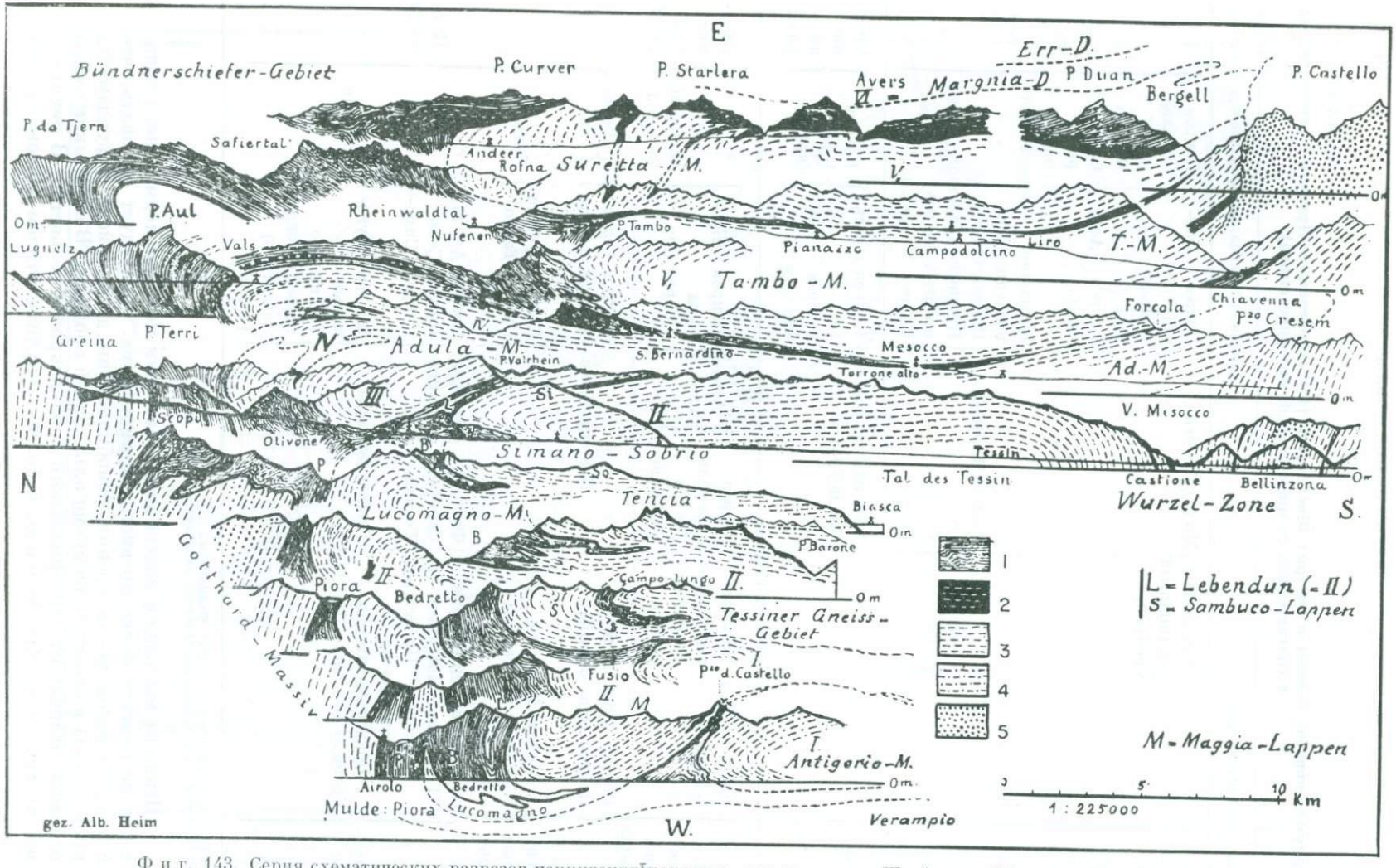
Таблица 18

Корреляция покровов пеннид и австрид Швейцарии [13] (корреляция Предальп осуществлена в соответствии со швейцарской интерпретацией)

Западная Швейцария				Восточная Швейцария, Форарльберг и Тироль		
	Предальпы (Клипповый покров)	Миддлебюнден		Покров Инталь (о) [1] Покров Лехталь (о) Покров Альгёй (о)	Покров Эталь (кр) [2] Покров Сильвретта (кр)	Верхние австриды
				Возможно, средне-восточноальпийские		
		Покров Чирпен?		Покров Скарль (о) Нижнеэнгадинский доломитовый покров Покров Умбрайль		
		Арозский доломитовый покров		Покров Ортль (о) Покров Лангар (кр)	Покров Кампо (кр)	Средние австриды
	Покров Симмен					
VI Покров Дан-Бланш	Покров Дан-Бланш	Брекчиевый покров Клипповый покров	Покров Зульцфлю Покров Фалькнис	Арозская зона: Покров Бернина Покров Эрр	Покровы Энгадин	Нижние австриды
	Покров горы Мэри Покров горы Эмилиус		Покровы Шамс	Покров Селла Покров Маргна	Верхние	
Покров Мишабель	V Массив Бернхард IV Массив Монте-Роза			Покров Суретта Покров Тамбо	Средние	
Симплон	III Покров Монте-Леоне II Покров Лебендюн (по мнению Прейсверка, происходит из IV) I Покров Антигорио Граниты Верампио (Кродо)	Фестоны Маджия, Самбуко, Кампо-Тенчия Гнейсы Верзаска		Покров Адула Покров Сойя Покровы Симано Покров Лукоманьо Тессинские гнейсы (покров Левентина) Тессин	Нижние	Пенниды

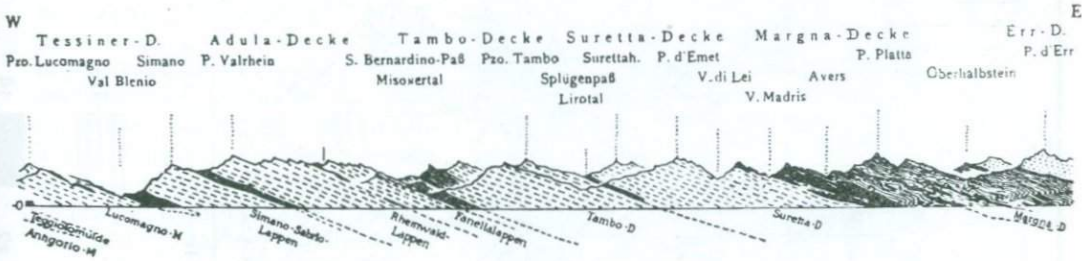
[1] Большей частью осадочные комплексы.
[2] Большей частью кристаллические комплексы.

Пенниды мы можем классифицировать как покровы дермального типа. Если не считать более древнего метаморфизма, то следует признать, что с тектонической точки зрения ремобилизация доальпийского фундамента происходила в основном во время альпийской орогении. В этом заключается основное отличие от эпидермального типа покровов гельветид. В пеннидах мы встречаемся, как правило, с более «текучим» стилем тектоники, чем



Фиг. 143. Серия схематических разрезов пеннидских покровов, юго-восточная Швейцария, Тессин и Граубюнден [33].

В пределах отдельных покровов показано относительное значение кристаллических ядер и чехла бюнднерских сланцев.
1 — бюнднерские сланцы; *2* — триас; *3* — кристаллические сланцы; *4* — «орто»-гнейсы; *5* — граниты, тоналиты.

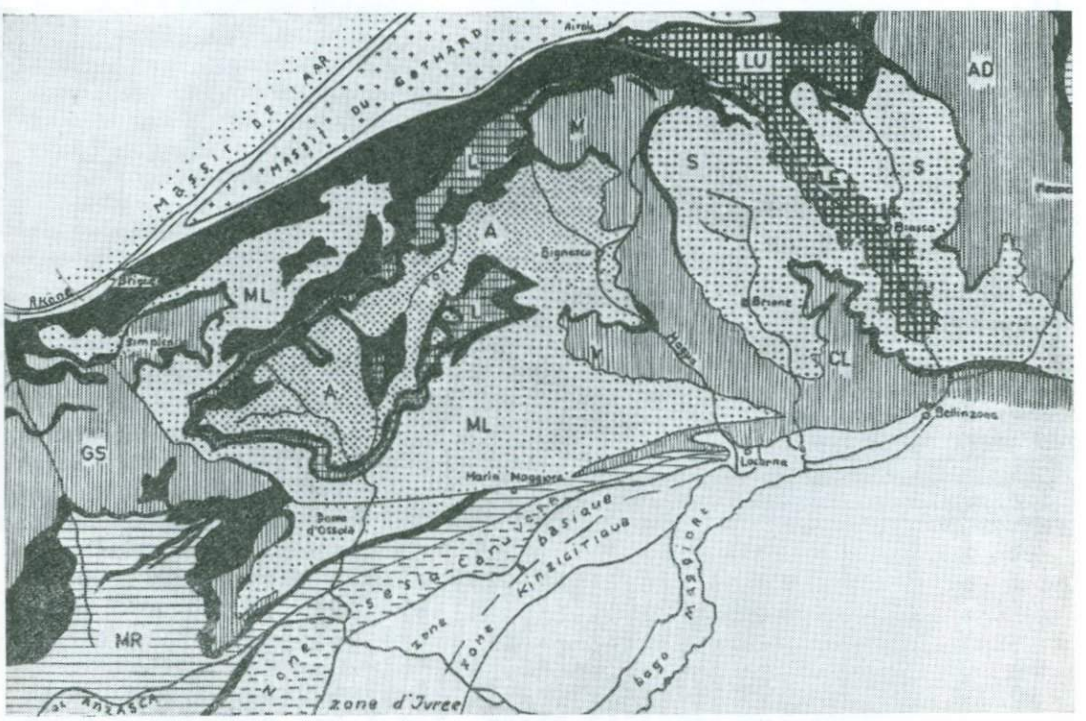


Ф и г. 144. Схематический продольный разрез вдоль покровов пеннид, юго-восточная Швейцария, Тессин и Граубюнден [33].

Этот разрез более отчетливо, чем фиг. 140, показывает относительное значение чехла бюнднерских сланцев, расположенных вокруг отдельных покровов. Весьма маломощные в Тессине, они приобретают большую мощность в восточной Швейцарии, в верхних покровах пеннид, вблизи границы с австридами. Покров Маргна, в частности, характеризуется преобладанием бюнднерских сланцев. Черточками показаны кристаллические породы ядер покровов, линиями — бюнднерские сланцы, черным цветом — триас.

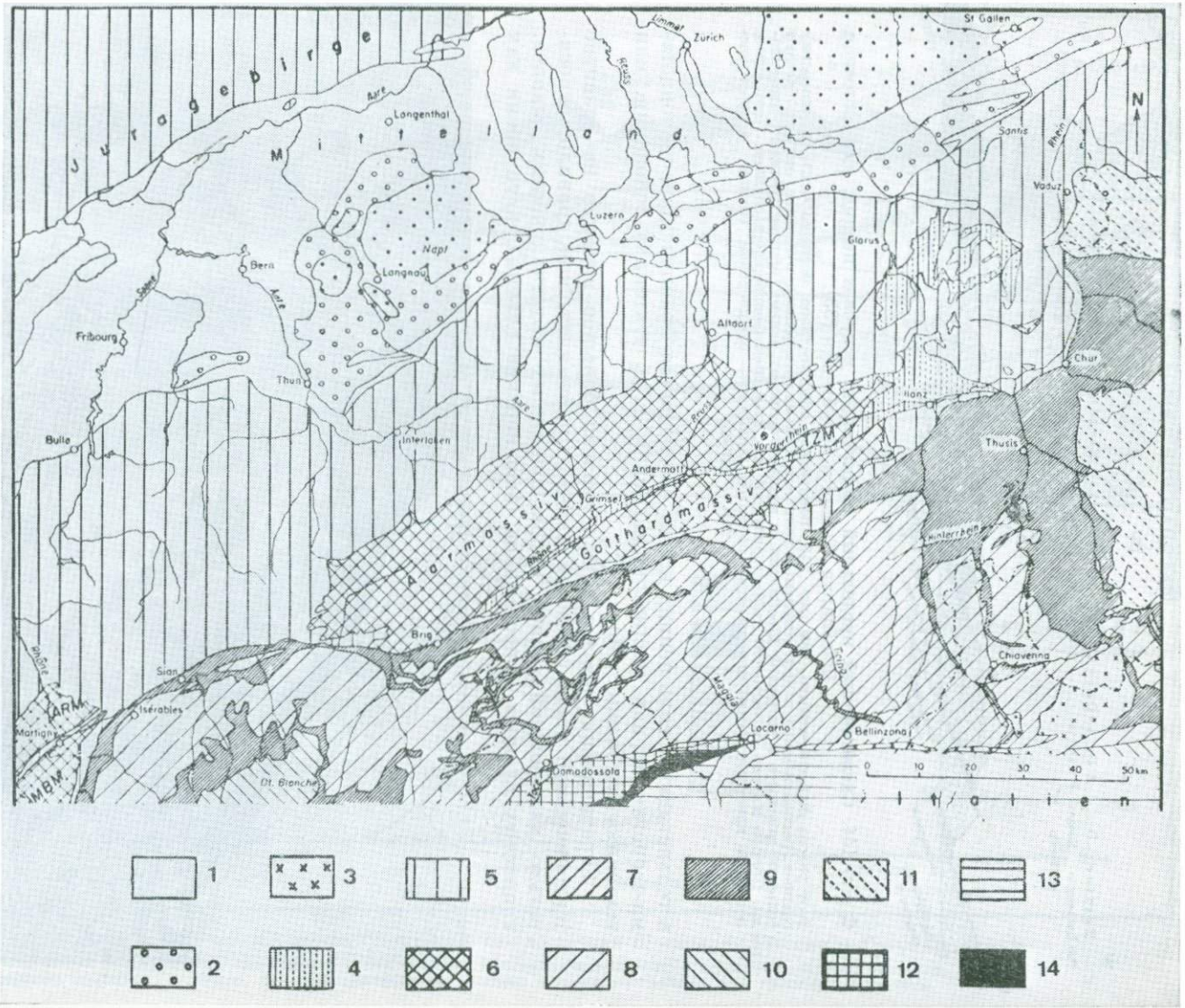
в гельветидах. Стиль пеннид всегда обозначается французскими тектонистами-теоретиками как «tectonique de fond», т. е. тектоника основания, или тектоника глубинных слоев.

Стратиграфия мезозоя также оказала большое влияние на развитие тектонического стиля. Мезозой пеннид представлен, как правило, относительно маломощной серией высокоподвижных кристаллических сланцев, глинистых сланцев и песчаников (бюнднерские сланцы), в то время как



Ф и г. 145. Схематическая карта покровов пеннид в районе Симплон — Тессин, юго-восточная Швейцария [7].

AD — покров Адула; M — покров Маджия; MR — покров Монте-Роза; CS — покров Большой Сен-Бернар; ML — покров Монте-Леоне; S — покров Симано; A — покров Антигорио; L — покровы Лебендюн и Сойя; V — Вергелетто; CL — Чима-Лунга; C — Камюгера; Lu — Лукоманьо; Le — Левентина; черным показан осадочный чехол кристаллических ядер покровов (триас, бюнднерские сланцы и офиолиты). Масштаб 1 : 70 000.



Ф и г. 146. Схематическая тектоническая карта южной Швейцарии [36].

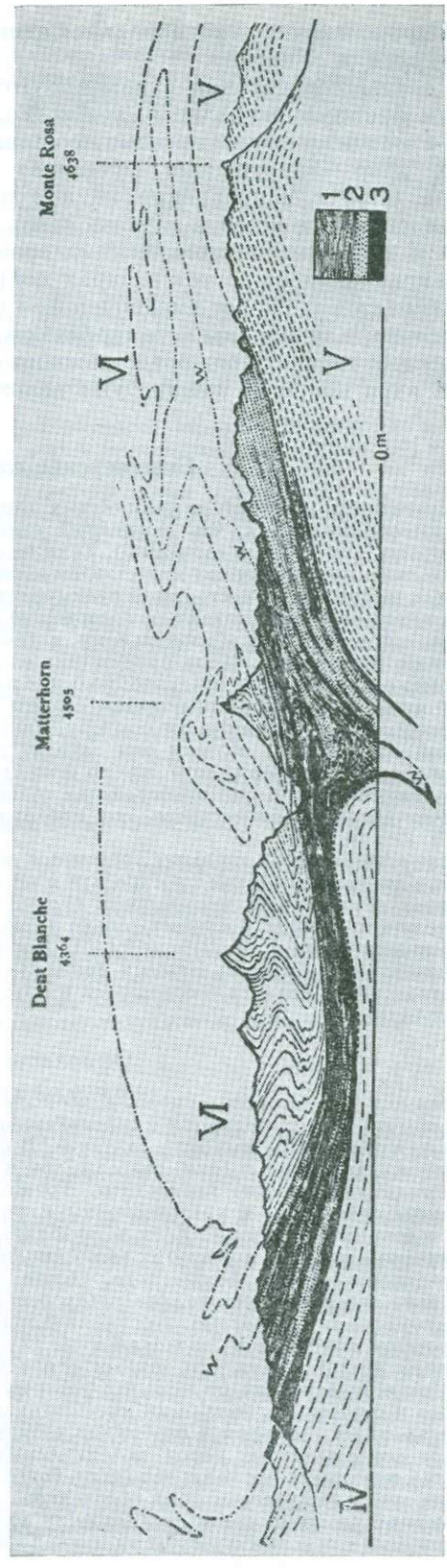
Показано относительное значение кристаллических ядер и мезозойского обрамления пеннидских покровов. Значение бюднерских сланцев повышается в восточном направлении, т. е. в направлении Граубюндена, где они даже преобладают. Именно в этой области литофация бюднерских сланцев сохраняется и в верхнем мелу. *1* — моласса; *2* — молассовые конгломераты (нагельфлю); *3* — граниты Бергель; *4* — веррукано, пермь; *5* — гельветиды; *6* — центральные массивы; *7* — нижние покровы пеннид; *8* — средние и верхние покровы пеннид; *9* — мезозойские отложения покровов пеннид, главным образом бюднерские сланцы; *10* — кристаллические ядра покровов австрид; *11* — веррукано австрид; *12* — кристаллические породы корневой зоны; *13* — кристаллические массивы Южных Альп; *14* — основные породы корневой зоны.

массивные известняки, столь характерные для мезозойской стратиграфии гельветид, здесь отсутствуют. Однако следует отметить также и различия в поведении фундамента гельветид и пеннид. Типичная «тектоника излома» (tectonique cassant) фундамента основной части гельветид, т. е. центральных массивов, противопоставляется пликативной ремобилизации фундамента в ядрах покровов пеннид.

Пенниды образуют главный структурный элемент, хребет Альпийской цепи Швейцарии, причем их наиболее важной частью, как мы показали, служат кристаллические ядра покровов. Причина того, почему эти покровы так часто носят названия крупнейших альпийских горных пиков, таких, как Дан-Бланш, Монте-Роза или Большой Сен-Бернар, кроется в высокой сопротивляемости эрозии их кристаллических ядер (фиг. 147). В то же время для долин и ущелий характерно нормальное развитие в ореоле осадков.

Несмотря на то что кристаллические ядра покровов пеннид являются основным структурным элементом Альп, я не имею возможности рассмотреть их здесь и отсылаю читателей к работам Кадиша [13] и Баду [7]. Я это делаю по той причине, что осуществить обзор кристаллических ядер покровов пеннид на каком-то промежуточном уровне трудно. Об изобилии информации по этому району Альп можно судить хотя бы по краткому обзору Баду.

В более общем плане следует отметить, что в западной части пеннид мы находим мощную толщу слегка метаморфизованных пород позднекаменноугольного возраста. Они легко отличимы от интенсивнее метаморфизованных древних



Фиг. 147. Поперечный разрез через Дан-Бланш, Маттерхорн и Монте-Роза, на котором показано, что кристаллические ядра покровов слагают главные горные вершины пеннид [33].

1 — бюнднерские сланцы; *2* — офиолиты; *3* — триас; IV — покров Большой Сен-Бернар; V — покров Монте-Роза; VI — покров Дан-Бланш.

пород. Широко известной региональной единицей этой толщи служат кристаллические сланцы Казанна.

Эта толща сопоставима с каменноугольными отложениями Брианconской зоны французских Альп и, возможно, также со слабометаморфизованными обломочными образованиями, составляющими ореол вокруг кристаллических ядер —«внутренних массивов» Пьемонтской зоны. Поскольку структура Альп в направлении на юго-запад становится менее сложной, именно здесь лучше всего и изучать связь между верхнекаменноугольными толщами и главными тектоническими зонами (стр. 187—189).

В направлении на восток в ядрах покровов пеннид степень кристаллизации становится все более выраженной — факт, обусловленный, по крайней мере частично, альпийским метаморфизмом. Отсюда трудности в разделении более древних толщ. Наши представления о влиянии альпийского метаморфизма на ядра покровов пеннид уже изложены в предыдущей главе.

Бюнднерские сланцы

Возвратившись к первой из упомянутых характерных черт пеннид — стратиграфии мезозоя, мы обнаруживаем, что важнейшей единицей являются бюнднерские сланцы (франц. schistes lustrés, итал. calcescisti). Если не считать маломощного и неполного разреза триаса, весь мезозой пеннид представлен именно этой единицей. Это толща обломочных пород, первоначально состоявшая преимущественно из тонкослоистых глин и песчаников. Для нее характерно различное содержание кальцита (итал. calces). К тому же она подверглась региональному эпизональному метаморфизму и переходит к кристаллическим сланцам (итал. scisti). Из-за присутствия слюды сланцы блестящие (франц. lustré). Толща весьма однообразная и чрезвычайно бедно палеонтологически охарактеризованная. В своем типичном развитии бюнднерские сланцы содержат ископаемые лейасского возраста; по-видимому, они охватывают всю юру. Однако в восточной Швейцарии и в франко-итальянской пограничной области они заходят в верхний мел. Бюнднерские сланцы служат прекрасным примером того, что во французской литературе обозначается термином «série compréhensive». Это однообразная толща, представляющая собой литостратиграфическую единицу неизвестного, но продолжительного («compréhensive») отрезка времени, т. е. комплекс.

Бюнднерские сланцы являются, вероятнее всего, глубоководными осадками, отлагавшимися в геосинклинальном прогибе или в нескольких сопряженных геосинклинальных прогибах в результате деятельности турбулентных течений. Мощность нормально развитой толщи не велика, достигает только нескольких сотен метров. Это часть заполнения «недокормленной» (undernourischid) геосинклинали.

Характерная особенность мезозоя пеннид — ассоциация терригенных обломочных осадков бюнднерских сланцев с основными и ультраосновными изверженными породами и радиоляритами.

Офиолиты

Основные и ультраосновные породы, носящие название офиолитов (нем. Ophiolithe), в Альпах обычно отождествляются с зеленокаменными породами (франц. roches vertes). Однако между этими породами есть различие. В состав офиолитов входят как основные породы, такие, как габбро и (или) диабазы, так и ультраосновные породы, преимущественно серпентинизированные перидотиты. Толщи зеленокаменных пород также могут быть сложены основными и ультраосновными породами, но могут быть представлены и только основными породами. Если в офиолитах пеннид находят как основные, так и ультраосновные породы, то в других эвгеосинклинальных толщах присутствуют породы только основного состава. Кроме того, толщи зеленокаменных пород, заключающие породы только основного состава, без ультраосновных составляющих офиолитов, могут формироваться и за пределами геосинклинальных бассейнов.

В прошлом офиолиты и зеленокаменные породы в литературе всегда рассматривались совместно независимо от того, заключает описываемая толща ультраосновные породы или нет. При этом исходили из того, что ультраосновные и основные породы офиолитов родственные и поэтому должны были иметь одну и ту же историю. Однако в последние годы высказывались сомнения в отношении геометрической и генетической взаимосвязи ультраосновных и основных пород, объединяемых термином «офиолиты». Поэтому при изучении геосинклинальных толщ надо быть более осторожными и разграничивать местонахождения пород ультраосновного и основного состава.

Концепция близкой взаимосвязи между входящими в состав офиолитов пеннид ультраосновными и основными породами принадлежит Штейнману [53, 54]. Обзор литера-

туры по этой проблеме недавно выполнен Вюанья [58]. Следует отметить также тектономагматическую интерпретацию регионального положения офиолитов, данную Брюном [10].

Согласно Штейнману офиолиты как включения интрузивов в бюнднерских сланцах присутствуют в стратиграфической последовательности: серпентиниты — габбро — диабазы (в немецкой литературе под диабазами понимают сильно измененные базальтовые породы). Считалось, что эта последовательность хронологическая и что последовательное образование трех различных членов офиолитов обусловлено дифференциацией магмы.

Кроме того, считалось, что офиолиты всегда связаны с радиоляритами, присутствующими в абиссальных обломочных породах в фации бюнднерских сланцев, и что они свойственны только особому типу геосинклиналей — эвгеосинклиналям. Широко известна общая зависимость, так называемая «триада Штейнмана», включающая 1) офиолиты, 2) радиоляриты, 3) абиссальные осадки.

Новейшие исследования показали, что возрастная зависимость трех различных членов офиолитов не столь строга, как предполагал Штейнман. Находят более древние диабазы и более молодые серпентиниты. Кроме того, зачастую обнаруживают только один или два из трех взаимосвязанных членов офиолитов, что также не способствует сохранению строгих правил петрографической теории Штейнмана об образовании офиолитов.

Интерпретация основных пород офиолитовой серии как подводных лав и подводных мелководных силлов разделяется почти всеми исследователями. Ритман [47] кратко суммировал различия между базальтовыми лавами, извергавшимися на континентах и островах, и базальтовыми лавами, извергавшимися в подводных условиях, на дне океана, под слоем воды в несколько километров. Такой картине вполне соответствуют как находимые повсеместно подушечные структуры, так и тот факт, что многие из основных пород офиолитовой серии являются спилитовыми. Это обычно относят на счет какой-то реакции с натрием океанской воды.

В то же время взаимоотношения между основными и ультраосновными породами стали менее ясными. Необходимо помнить о том, что родственные связи между ультраосновными и основными породами доказать трудно. Серьезные возражения исходят от таких петрологов, как Эрнст [22] и Рувер [20], которые высказывают предположение о том, что большинство ультраосновных пород вообще не связано с основными породами, поскольку они представляют собой образцы мантии. В соответствии с этими представлениями ультраосновные породы поступали на поверхность Земли двумя различными способами: либо при вулканических извержениях, либо в результате тектонической деятельности. Первый способ транспортировки обусловил присутствие в базальтовых лавах множества оливиновых включений; результатом второго способа транспортировки является вклинивание тонких пластинок перидотитов между тектонически нарушенными глубоководными осадками.

Эти различия во взглядах на природу ультраосновных составляющих офиолитов устранить трудно, поскольку все ультраосновные включения в бюнднерских сланцах, ныне серпентинизированные, первоначально составляли массивные элементы сравнительно с высокомобильными толщами обломочных осадочных пород. В результате все включения ультраосновных пород в бюнднерских сланцах имеют тектонические контакты (устное сообщение Набхольца, 1964). Это могло бы служить аргументом в защиту идей Рувера, если бы не то, что указанные контакты с таким же успехом могут иметь и вторичное происхождение, то есть являются результатом дисгармоничной складчатости.

Радиоляриты

Другая составляющая «триады Штейнмана»— радиоляриты — также имеет более общее значение, поскольку они развиты и во многих эвгеосинклинальных сериях за пределами Альп. Как и офиолитам, вопросу о распределении и генезисе радиоляритов посвящена обширная литература.

Следует учитывать различие в положении вещей до и после появления концепции турбидитов. «До турбидитов» главная трудность заключалась в том, как совместить прибрежные характеристики грубозернистых обломочных элементов бюнднерских сланцев с глубоководным характером радиоляритов. Было высказано предположение, что во время подводных экструзий офиолитов поставлялись избыточные количества кремния, что приводило к пышному расцвету *Radiolaria*. Как могло случиться, что породы основного состава, бедные кремнием, оказались способными поставлять его в массовых количествах в океанские воды, в то время представляло «петрогенетическую проблему» [59].

Следует заметить, что никогда не было получено никаких доказательств привноса кремния офиолитами. Тесная ассоциация офиолитов и радиоляритов была принята в общем сама по себе. Никаких соответствующих геохимических исследований не проводилось. Более детальные исследования показали, что тесная ассоциация радиоляритов и офиолитов является химерой. Грунау [30] утверждает, что такая тесная ассоциация, т. е. первичный стратиграфический контакт радиоляритов и экструзий основного состава, может быть установлен только в Брекчиевом покрове Предальп, но не в бюнднерских сланцах.

Сейчас эта трудность может быть преодолена, поскольку в настоящее время нам известно, что грубозернистый терригенный обломочный материал мог распределяться по дну океана турбидитами. В такой обстановке базальтовые экструзии приобретают зеленокаменный и спилитовый характер, тогда как между турбидитовым осадконакоплением могли отлагаться *Radiolaria*. Они в этой обстановке находятся глубоко на дне океана не по причине местного привноса кремния, а потому, что во многих океанских бассейнах кремнистые раковины являются единственными остатками планктона, сохранившимися в процессе седиментации.

Бюнднерские сланцы Граубюндена

Свой краткий обзор бюнднерских сланцев мы закончим рассмотрением обстановки в восточной Швейцарии, в Граубюндене, откуда и получила название эта стратиграфическая единица. Мы уже показали, что именно здесь бюнднерские сланцы слагают господствующий элемент верхних покровов пеннид. Тектонически обстановка характеризуется интенсивными тектоническими деформациями, морфологически — пологими склонами и менее хорошими обнажениями.

Классическое описание Граубюндена выполнено Набхольцем [43], все еще продолжающим исследования этой территории. Хотя то, что бюнднерские сланцы слагают столь большую часть верхних покровов пеннид частично объясняется тектоническим повторением, основная причина этого кроется в стратиграфии. Бюнднерские сланцы в восточной части Швейцарии гораздо более мощные и грубозернистые, чем в западной части. Хотя из-за интенсивных деформаций точные значения определить трудно, можно предположить, что общая мощность составляет по меньшей мере 1 км, а возможно, и значительно более.

Большая мощность объясняется, по крайней мере частично, тем, что литофация бюнднерских сланцев, судя по микропалеонтологическим данным, сохраняется еще в мелу [9]. Но независимо от этого покровы пеннид здесь, видимо, представляют собой толщу из «недокормленного» осадочного бассейна; такая же обстановка наблюдается и далее на юго-запад.

Как уже показано на стр. 203, очень трудно отличить обломочные отложения меловых элементов флиша от меловых элементов бюнднерских сланцев. В качестве примера часто приводят флиш Претигау, берущий название от долины крупного притока Рейна, текущего в северо-восточном Граубюндене. По литературе иногда создается впечатление, что между бюнднерскими сланцами и флишем Претигау почти нет различий, что совершенно неправильно. Это происходит потому, что исследования и споры о том, что следует именовать флишем, а что бюнднерскими сланцами, обычно посвящены фациям восточной Швейцарии, где обе серии характеризуются типичным развитием с конвергентной эволюцией обеих фаций и стратиграфии.

АВСТРИДЫ, КОРНЕВАЯ ЗОНА И ЮЖНЫЕ АЛЬПЫ

Эти оставшиеся три главных элемента Альп Швейцарии в данной главе не рассматриваются. Австриды Швейцарии будут рассмотрены в гл. 13, вместе с их австрийскими эквивалентами; в эту же главу включено описание Южных Альп Швейцарии.

Обзор общих новых идей, относящихся к корневой зоне, помещен на стр. 192. Более конкретные данные о структуре этой зоны и слагающих ее породах могут быть почерпнуты из многочисленных региональных работ, например из работы Шиллинга [48]. С примером посторогенных молодых гранитных интрузий, ассоциирующих с корневой зоной, мы встречаемся в ее крупнейшем представителе — массиве Бергель, описанном Штаубом [50].

ЛИТЕРАТУРА

1. Arbenz P., Der Gebirgsbau der Zentralschweiz, Verhandl. Schweiz. Naturforsch. Ges., II, 2, 95—123, 1912a.
2. Arbenz P., La structure des Alpes de la Suisse centrale, Arch. Sci. Phys. Naturforsch. Genève, 34, 401—425, 1912b.
3. Arbenz P., Die Faltenbogen der Zentral- u. Ostschweiz, Vierteljahresschr. Naturforsch. Ges. Zürich, 38, 15—34, 1913.
4. Arbenz P., Die helvetische Region, In E. Gagnebin, P. Christ, Editors, Geologischer Führer der Schweiz II, Wepf, Basel, 96—120, 1934.
5. Aubert D., Badoux H., Notice explicative, feuille 1, Neuchâtel, Carte Géologique Générale de la Suisse, Kümmerly Frey, Berne, 1—27, 1956.
6. Badoux H., Les unités ultrahelvétiques de la zone des Cols, Eclogae Geol. Helv., 56, 1—14, 1963.
7. Badoux H., Geologie abrégée de la Suisse, In A. Lombard, W. K. Nabholz, R. Trümpy, Editors, Geologischer Führer der Schweiz, 1, Wepf, Basel, 1—44, 1967.

8. Badoux H., Mercanton C. H., Essai sur l'évolution des Préalpes médianes du Chablais, Eclogae Geol. Helv., 55, 137—188, 1962.
9. Bolli H., Nabholz W. K., Bündnerschiefer, ähnliche fossilarme Serien und ihr Gehalt an Mikrofossilien, Eclogae Geol. Helv., 52, 237—270, 1959.
10. Brunn J. H., Les sutures ophiolitiques. Contribution à l'étude des relations entre phénomènes magmatiques et orogéniques, Rev. Géograph. Phys. Géol. Dynamique Sér. 2, 4, 89—96, 181—202, 1961.
11. Buxtorf A., Erläuterungen zu Blatt 2, Basel — Bern, Geologische Generalkarte der Schweiz, Kümmerly Frey, Berne, 1— 39, 1951.
12. Buxtorf A., Nabholz W., Erläuterungen zu Blatt 3, Zürich — Glarus, Geologische Generalkarte der Schweiz, Kümmerly Frey, Berne, 1—81, 1957.
13. Cadisch J., Geologie der Schweizeralpen, 2nd ed. Wepf, Basel, 1—480, 1953.
14. Cloos H., Einführung in die Geologie, Borntraeger, Berlin, 1—305, 1936.
15. Collet L. W., The structure of the Alps Arnold, London, 1—289, 1927.
16. Collet L. W., Notice explicative, feuille 5, Genève — Lausanne, Carte Géologique Générale de la Suisse, Kümmerly Frey, Berne, 1—47, 1955.
17. Debelmas J., Lemoine M., La structure tectonique et l'évolution paléogéographique de la chaîne alpine d'après les travaux récents, Inform. Sci., 1, 1—33, 1964.
18. De Roever W. P., Sind die alpinen Peridotitmassen veilleicht tectonisch verfrachtete Bruchstücke der Peridotitschale? Geol. Rundschau, 46, 137—146, 1957.
19. De Sitter L. U., Structural Geology, 2nd ed., McGraw-Hill, New York, N.Y., 1—551, 1969.
20. De Roever W. P., Mantelgesteine und Magmen tiefer Herkunft, Fortschr. Mineral., 39, 96—107, 1961.
21. Ellenberger F., Sur l'extension des faciès briançonnais en Suisse, dans les Préalpes médianes et les Pennides, Eclogae Geol. Helv., 45, 285—286, 1952.
22. Ernst T., Olivinknollen der Basalte als Bruchstücke alter Olivinfelse, Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Math. Phys. Kl., Fachr. IV, 1, 147—154, 1935.
23. Fallot P., Promenade d'hypothèse en hypothèse, Gedenkboek H. A. Brouwer, Verhandel. Koninkl. Ned. Geol. Mijnbouwk, Genoot., Geol. Ser., **16**, 100—113, 1956.
24. Gagnebin E., Les Préalpes et les «klippes», In E. Gagnebin, Christ P., Editors, Geologischer Führer der Schweiz, II, Wepf, Basel, 79—95, 1934.
25. Gagnebin E., Les idées actuelles sur la formation des Alpes, Acta Soc. Helv. Sci. Nat., 47—53, 1942.
26. Gagnebin E., Christ P., Editors, Geologischer Führer der Schweiz, Wepf, Basel, 14, 1934.
27. Geologische Generalkarte der Schweiz, Blatt 1, Neuchâtel, 2, Basel — Bern, 3, Zürich — Glarus, 3, St. Gallen — Chur, 5, Genève — Lausanne, 6, Sion, 7, Ticino, 8, Engadin, 1 : 200 000, Kümmerly Frey, Bern, 1942—1965.
28. Gignoux M., Stratigraphic Geology, Freeman, San Francisco, Calif., 1—682, 1955.
29. Grunau H., Geologie von Arosa (Graubünden), mit besonderer Berücksichtigung des Radiolarit-problems, Thesis, Univ. Bern, Bern, 1—109, 1947a.
30. Grunau H., Die Vergesellschaftung von Radiolariten und Ophioliten in den Schweizer Alpen, Eclogae Geol. Helv., 39, 256—260, 1947b.
31. Heim A., Geologie der Schweiz, I. Molasseland und Juragebirge, Tauchnitz, Leipzig, 1—704, 1919.
32. Heim A., Geologie der Schweiz, II. (1), Die Schweizer Alpen I, Tauchnitz, Leipzig, 1—476, 1921.
33. Heim A., Geologie der Schweiz, II (2), Die Schweizer Alpen II, Tauchnitz, Leipzig, 477—1118, 1922.
34. Helbling R., Zur Tektonik des St. Gallener Oberlandes und der Glarneralpen (Die Anwendung der Photogrammetrie bei geologischen Kartierungen), Beitr. Geol. Karte Schweiz, 106, 71—133, 1938.
35. Hsu K. J., Paleocurrent structures and paleogeography of the Ultrahelvetic flysch basins, Switzerland, Bull. Geol. Soc. Am., 71, 577—610, 1960.
36. Hügi T., Uranvorkommen in der Schweiz, Atomwirtschaft, 8, 524—529, 1963.
37. Jung W., Sedimente am Südostrand des Gotthardmassivs, Eclogae Geol. Helv., 56, 653—754, 1963.
38. Klaus J., Les couches rouges et le flysch au sud-est de Gastlosen (Préalpes romandes), Bull. Soc. Fribourg. Sci. Nat., 42, 8—128, 1953.
39. Lombard A., Badoux H., Vuagnat M., Wegmann E., Gansser A., Trümpy R., Herb R., Guide book for the International Field Institute — The Alps 1962, Am. Geol. Inst., Washington, D.C., 1—130, 1962.
40. Lombard A., Nabholz W., Trümpy R., Editors, Geologischer Führer der Schweiz, 2ed. Wepf, Basel, 1—915, 1967.
41. Lugeon M., Gagnebin E., Observations et vues nouvelles sur la géologie des Préalpes romandes, Bull. Lab. Géol. Mineral. Géophys. Musée Géol. Univ. Lausanne, 72, 1—90, 1941.
42. Meier P., Nabholz W. K., Die mesozoische Hülle des westlichen Gottard-Massivs im Wallis, Eclogae Geol. Helv., 42, 197—214, 1950.

43. Nabholz W. K., Geologie der Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald, Valser- und Safiental, Eclogae Geol. Helv., 38, 1—121, 1945.
44. Nabholz W. K., Das Ostende des mesozoischen Schieferhülle des Gotthard-Massivs im Vorderrheintal, Eclogae Geol. Helv., 41, 247—268, 1949.
45. Nabholz W. K., Voll G., Bau und Bewegung im gotthardmassivischen Mesozoikum bei Ilanz (Graubünden), Eclogae Geol. Helv., 56, 755—808, 1963.
46. Niggli E., Das westliche Tavetscher Zwischenmassiv and der angrenzende Nordrand des Gotthardmassivs, Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt., 24, 58—301, 1944.
47. Rittmann A., Vulkane und ihre Tätigkeit, 2, Aufl. Enke, Stuttgart, 1—336, 1960.
48. Schilling S., Petrografisch-geologische Untersuchungen in der untern Val d'Ossola, Ein Beitrag zur Kenntniss der Ivrea zone, Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt., 57, 435—544, 1957.
49. Soder P. A., Geologische Untersuchung der Schrattenfluh und des südlich anschliessenden Teiles der Habkern-Mulde (Wt. Luzern), Eclogae Geol. Helv., 42, 39—109, 1949.
50. Staub R., Geologische Beobachtungen am Bergellermassiv, Vierteljahresschr. Naturforsch. Ges. Zürich, 63, 1—18, 1918.
51. Staub R., Der Bau der Alpen, Beitr. Geol. Karte Schweiz, 52, 1—272, 1924.
52. Staub R., Klippendecke und Zentralpenbau, Beitr. Geol. Karte Schweiz, 103, 1-184, 1958,
53. Steinmann G., Geologische Beachtungen in den Alpen, II, Die Schardt'sche Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolitischen Massengesteine, Ber. Naturforsch. Ges. Freiburg, 16, 18—67, 1906.
54. Steinmann G., Die ophiolithischen Zonen in den Mediterranen Kettengebirgen Congr. Géol. Intern., Compt. Rend., 14e, Madrid, 1926, 2, 637—668, 1927.
55. Trümpy R., Remarques sur la corrélation des unités penniques externes entre la Savoie et la Valais et sur l'origine des nappes préalpines, Bull. Soc. Geol. France, 5 (6), 217—231, 1955.
56. Trümpy R., Sur les racines des nappes helvétiques, In M. Durand Delga, Editor, Livre à la Mémoire du Professeur Paul Fallot, II, Soc. Géol. France, Paris, 419—428, 1963.
57. Trümpy R., Ryf W., Symposium sul «Verrucano», Erläuterungen zur Exkursion in die Glarner Alpen, Inst. Geol. Paleontol. Univ. Pisa, Pisa, 1—22, 1965.
58. Vuagnat M., Remarques sur la trilogie serpentines — gabbros-diabases dans le bassin de la Méditerranée occidentale, Geol. Rundschau, 53, 336—357, 1964.
59. Wenk E., Die Assoziation von Radiolarienhornsteinen mit ophiolithischen Erstarrungsgesteinen als petrogenetisches Problem, Experientia, 5, 226—232, 1949.
60. Wütrich H., Rb — Sr -Altersbestimmungen an Gesteinen aus den Aarmassiv, Eclogae Geol. Helv., 56, 103—112, 1963.

Дополнительная литература

Andrusov D., Scheibner E., Classification of «Klippes» and «Klippen», Section 3, 1968.
Milnes A. G., Strain analysis of the basement nappes in the Simplon region, northern Italy, Section 3, 1968,
Rost F., Über die Fazies-Einstufung orogenotyper Peridotite, Section 1, 1968.

Альпийская Европа. Французские Альпы

ВВЕДЕНИЕ

Как уже говорилось в гл. 9, французские Альпы обычно рассматриваются совместно с основной частью Альп Швейцарии (за исключением тех частей австрид и Южных Альп, которые заходят на территорию Швейцарии) и обозначаются как Западные Альпы. Однако некоторые авторы считают Западные Альпы более или менее синонимом французских Альп, называя швейцарскую часть Центральными Альпами (например, Трюмпи [54]). Однако применение термина «Центральные Альпы» приводит к двусмысленностям, ибо в Австрии, в австридах Центральными Альпами обозначают вытянутую в широтном направлении центральную часть австрид на меридиональном отрезке этой части Альп. Во-вторых, с центральными массивами мы уже встречались в Западных Альпах, где они составляют самостоятельную единицу.

Линия северо-запад — юго-восточного простирания делит Западные Альпы на западную и восточную части, отличные по структуре. Поскольку эта линия, маркирующая различия в структуре, почти совпадает с государственной границей, я предпочел использовать в данной работе наименования «швейцарские» и «французские» Альпы и дать два самостоятельных обзора для этих двух главных элементов Западных Альп.

Другим поводом послужило различное состояние швейцарской и французской геологической литературы. Обзор альпийской геологии Франции облегчается наличием ряда современных региональных описаний. Кроме того, во французской литературе высказано несколько новых идей, связанных с альпийской геологией.

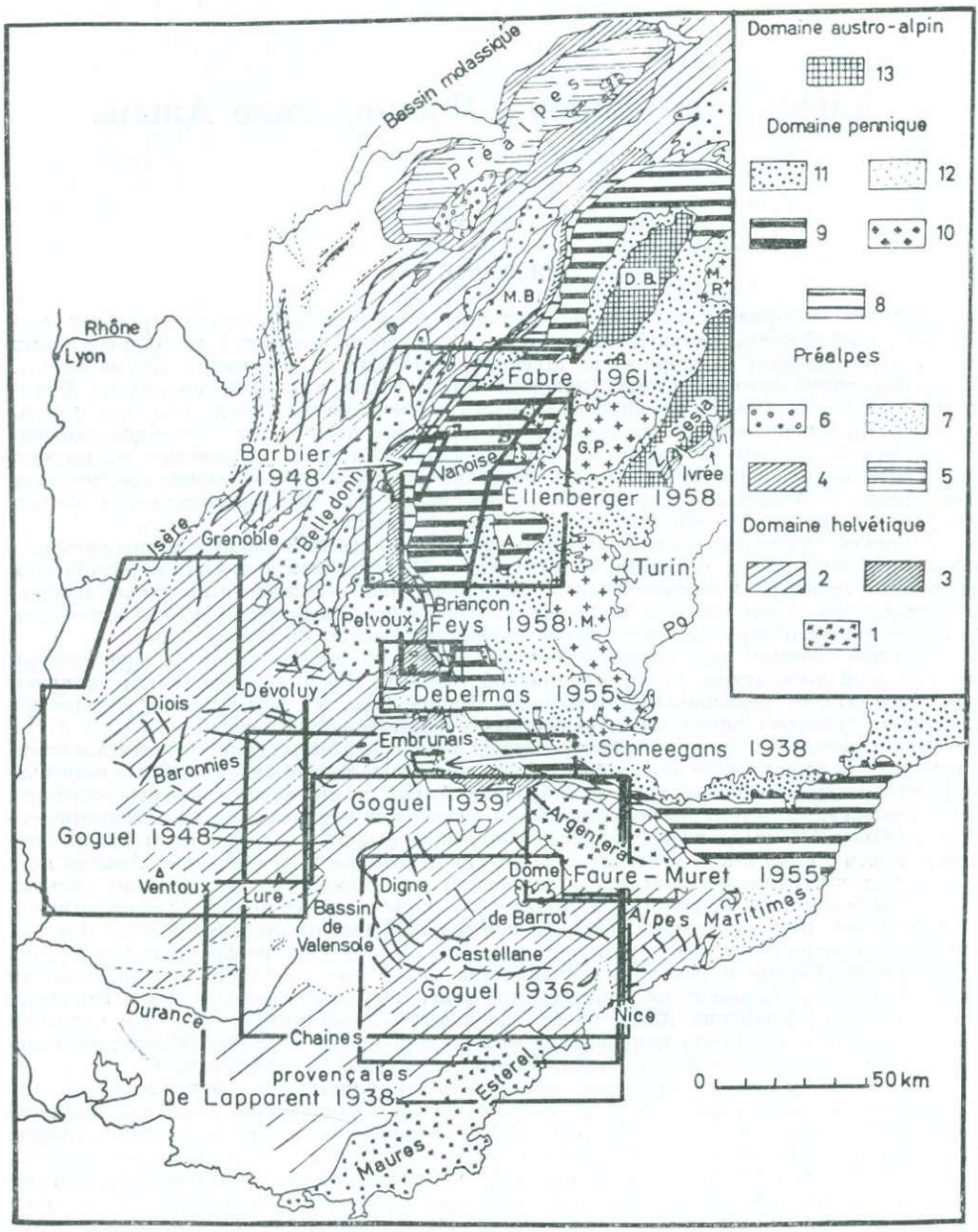
Что касается различий в структуре между французскими и швейцарскими Альпами, то невольно напрашивается мысль об их более или менее тесной связи, если не генетической, то пространственной, хотя французские Альпы значительно шире швейцарских. Любой поперечный разрез швейцарских Альп к северу от корневой зоны имеет протяженность не более 100 км, в то время как французские Альпы в разрезе через Гап расширяются почти до 200 км. В результате те явления, которые в швейцарских Альпах полностью или частично замаскированы покровной тектоникой, во французских Альпах еще вполне различимы. Различия в тектоническом стиле наиболее ярко выражены во внешней зоне цепи. Как мы увидим, покровы почти полностью отсутствуют в зоне Дофине, которая рассматривается как эквивалент гельветид. Кроме того, во французских Альпах между зоной Дофине и пеннидами появляется целая новая единица — Бриансонская зона. Элементы, эквивалентные Бриансонской зоне, могут быть прослежены в западную часть пеннид швейцарских Альп, однако не известно, действительно ли эти элементы выклиниваются в восточном направлении или же они просто становятся нераспознаваемыми из-за резкого проявления альпийского магматизма и тектоники.

Что касается второго различия, различия в интерпретации, следует заметить, что современные региональные описания разных частей французских Альп публикуются главным образом в виде докторских диссертаций, написанных на весьма высоком уровне. За любым из этих томов, как правило, стоит около десяти лет напряженной работы. В области геологии эти диссертации публикуются главным образом Службой геологической карты Франции. Районы, которым посвящены диссертации, представляющие наибольший интерес для альпийской геологии, показаны на фиг. 148. Во всех этих исследованиях чувствуется влияние мастера альпийской геологии Жинью.

Уже сейчас я должен предупредить читателя, что прыжок от нашего более общего изложения к детальным данным региональных описаний весьма труден. Однако каждое из этих описаний сопровождается кратким обзором района исследований (помещаемым или во введении, или в заключительной части работы), который может помочь осуществить такой прыжок.

ОСНОВНЫЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ

Как и швейцарские Альпы, французские Альпы могут быть разделены на внешнюю и внутреннюю части. Границы между главными элементами французских Альп, как правило, проходят в меридиональном направлении (фиг. 139).



Ф и г. 148. Карта районов основных региональных исследований французских Альп. См. легенду к фиг. 139 [21].

Внешняя часть, как и в швейцарских Альпах, состоит из ряда древних массивов, имеющих осадочный чехол. Главные центральные массивы — это (с севера на юг) Бельдонн, Пельву и Аржантера, или Меркантур. В противоположность швейцарским Альпам и осадочный чехол, и кристаллические массивы («внешние массивы» французских авторов) классифицируются как зона Дофине. Осадочный чехол на внешней стороне центральных массивов обозначается как Субальпийские цепи, которые являются, видимо, полным эквивалентом покровов пеннид. На внутренней стороне центральных массивов в осадочном чехле кое-где выступает фация, отличная от фаций Субаль-

пийских цепей. Ее называют ультрадофинской фацией, или Ультрадофинской зоной, и коррелируют с ультрагельветскими покровами.

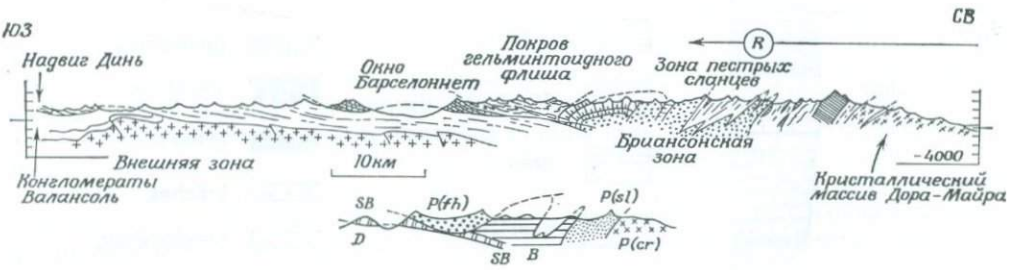
Стратиграфически Ультрадофинская зона отличается от Субальпийских цепей в основном из-за проявления дотретичных тектонических движений, приведших к формированию мощной толщи нижнетретичного флиша — флиша Эгюий-д'Арв [2]. В субальпийских цепях флиш отсутствует, что является первым указанием на различие между этой частью зоны Дофине и покровами гельветид (которые мы рассмотрим ниже). Следовательно, ультрадофинская фация более сопоставима с фацией гельветид. Однако стратиграфия Ультрадофинской зоны довольно изменчива по простиранию [3]. Поскольку эта зона очень узкая, ни в какие дальнейшие детали мы вдаваться не будем.

Существует небольшая путаница в терминологии. Термин «Дофинская фация» зарезервирован за осадочным чехлом внешней части французских Альп, т. е. за Субальпийскими цепями и некоторыми параавтохтонными осадками внутренней части центральных массивов. Термин «Дофинская зона» охватывает и осадочный чехол, и центральные массивы, а иногда даже включает Ультрадофинскую зону.

Внутренняя часть французских Альп включает (с запада на восток) Брианconскую зону и пенниды. Вдоль западной, т. е. внешней, стороны Брианconской зоны выделяется зона второго порядка — Суббрианconская зона. Она образует переход от Дофинской зоны, главным образом от ее внутреннего элемента — Ультрадофинской зоны, к Брианconской зоне. Поскольку суббрианconская фация напоминает фацию Брианconской зоны и поскольку нашей задачей служит рассмотрение только главных подразделений, при последующем изложении мы будем называть ее подзоной Брианconской зоны.

Эквиваленты двух главных единиц швейцарских Альп, более внутренних, чем пенниды, т. е. корневой зоны и Южных Альп, во французских Альпах отсутствуют. Хотя возможно, что развивавшаяся аналогичным путем самая внутренняя часть французских Альп погрузилась в посторогенный бассейн По и была перекрыта мощной толщей более молодых осадков. Границы молодого погружения бассейна По секут под косым углом более древние структурные линии Альпийской цепи (фиг. 139).

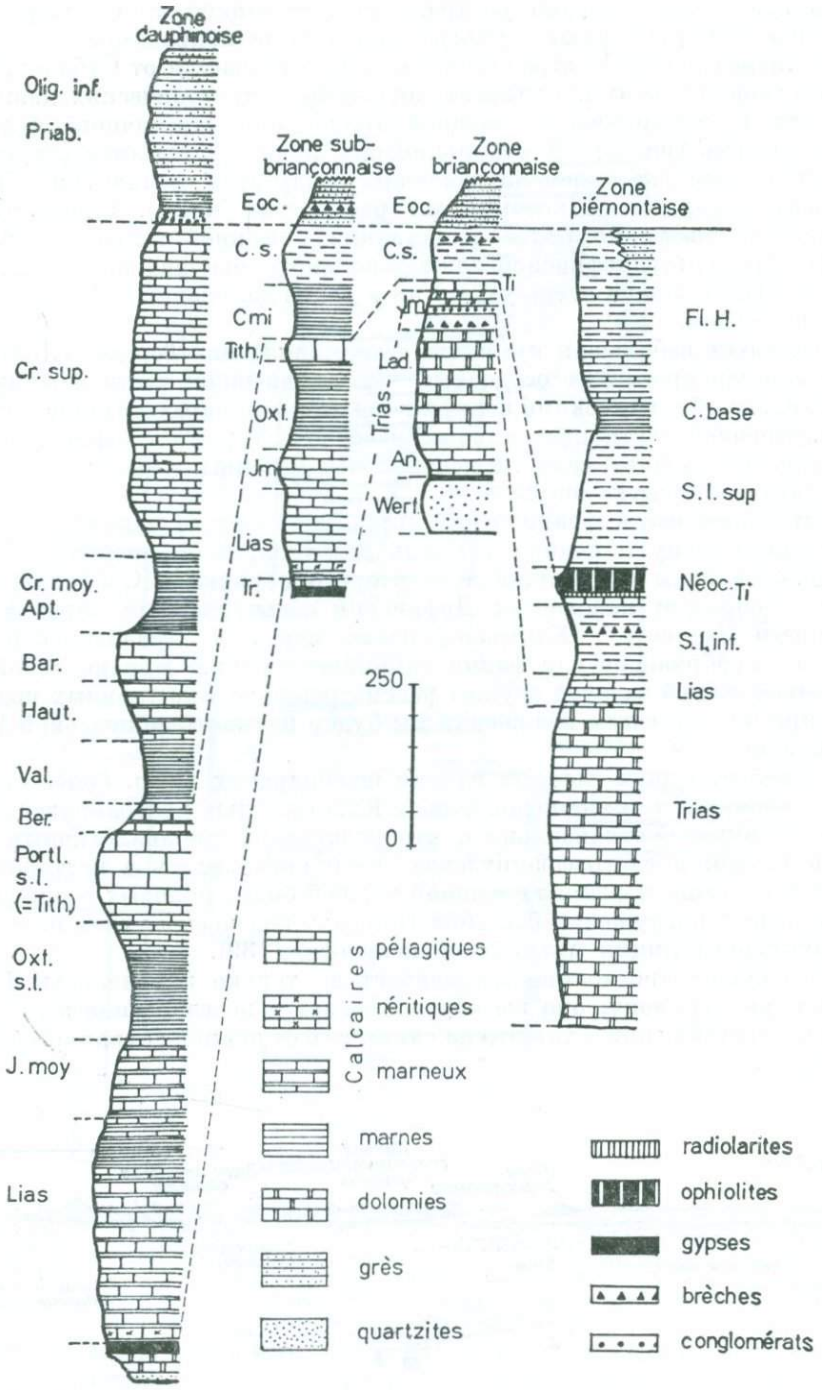
Это молодое прогибание затрагивает не только эквиваленты Южных Альп и корневую зону, оно же обусловливает и исчезновение далее на юг восточных частей пеннид, так что на самом юге от пеннид сохраняется только узкая зона.



Ф и г. 149. Схематический разрез французских Альп [14].

На верхнем рисунке приведен фактический разрез, на нижнем — основные тектонические элементы, выделяемые во французских Альпах.

Внешняя часть — зона Дофине (D) — состоит из кристаллического фундамента (выходящего на поверхность только в срединном массиве) и его осадочного чехла. Ультрадофинская зона в этом разрезе не выделена; она перекрыта Суббрианconской (SB) и Брианconской (B) зонами; последняя из них имеет веерообразную структуру (широко известный «брианconский веер», стр. 269). Эта структура перекрыта покровом гельминтоидного флиша P (fh). Восточнее следуют пенниды с блестящими сланцами — P (sl) и их кристаллические ядра, такие, как Дора-Майра — P (cr). Гора Визо сложена мощной толщей офиолитов.



Ф и г. 150. Схематизированная стратиграфия главных элементов французских Альп [14].

Основное различие заключается в фациальном развитии триасовых и более молодых отложений в зоне Дофине и пеннидах (Пьемонтская зона). Зона Дофине характеризуется наличием маломощных триасовых отложений в германской фации и мощных, но тем не менее континентальных отложений более позднего мезозоя. В пеннидах триасовые отложения выступают в альпийской фации, хотя мощность их значительно меньше, чем в австридах и Южных Альпах; в то же время более молодые мезозойские породы здесь представлены довольно маломощной, но эвгеосинклинальной фацией (S.l.— блестящие сланцы, Fl.H.— гельминтоидный флиш). Триас Бриансонских зон занимает промежуточное положение. Юра и мел Бриансонской зоны характеризуются очень небольшими мощностями, что привело к предположению об отсутствии в ней осадконакопления в юре и мелу («Бриансонская геоантиклиналь»).

Из пеннид, пересекающих государственную границу и переходящих в Италию, где их называют Пьемонтской зоной (по провинции Пьемонт северо-восточной Италии), всегда выделяется другая зона, или элемент — так называемый флиш Эмбрёнэ, или покров гельминтоидного флиша. Мы уже упоминали эту единицу в гл. 11, в дискуссии по Предальпам.

Весьма обобщенный разрез французских Альп со схематическим изображением главных элементов приведен на фиг. 149, нормальные стратиграфические разрезы для главных единиц — на фиг. 150 и генерализованная карта центральной части этого региона — на фиг. 176.

СУБАЛЬПИЙСКИЕ ЦЕПИ

Система Субальпийских цепей образует внешний осадочный чехол зоны Дофине. Она протягивается от швейцарско-французской границы на севере до франко-итальянской границы на юго-востоке. И стратиграфия, и структура в целом довольно выдержанны.

Субальпийские цепи (фиг. 154) являются складчатым поясом эпидермального типа. За исключением ряда мест (купол Барро) фундамент не проступает сквозь осадочный чехол. Главная поверхность срыва образована эвапоритами, большей частью гипсом триасового возраста и в германской фации. Но в дополнение к этому на отдельные структуры оказало влияние присутствие таких смазочных горизонтов, как прослои мергелей, заключенные между толщами известняков.

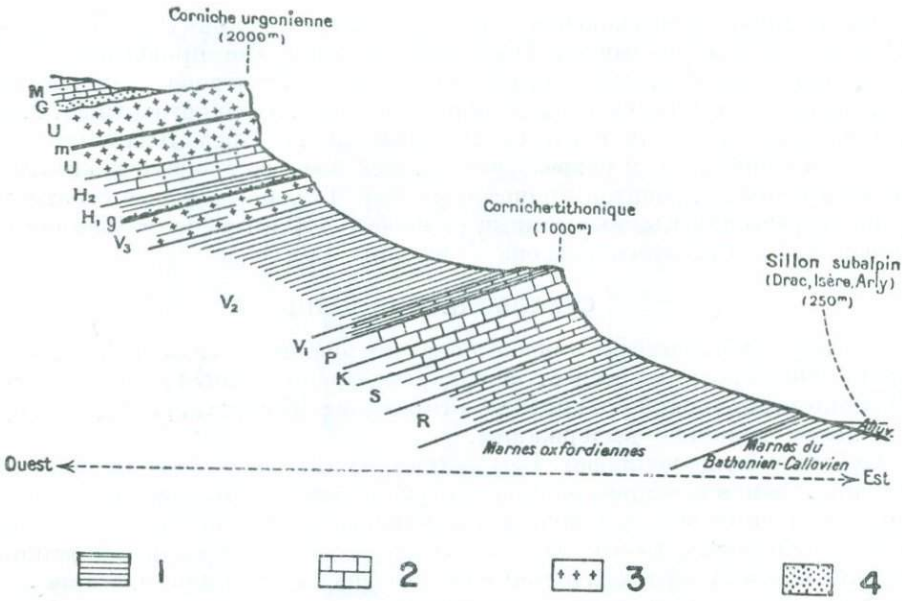
Стратиграфически Предальпийские цепи являются преимущественно юрскими и меловыми. В антиклиналях частично находят верхний триас, а в синклиналях — третичные отложения. Как уже говорилось, флиша почти нет. Если не считать так называемой Воконтской впадины (стр. 253—254), в стратиграфии Субальпийских цепей наблюдается, по-видимому, значительно меньше латеральных или региональных изменений, чем в гельветидах. Однако вполне возможно, что такое впечатление создается только из-за различия во взглядах французских и швейцарских геологов — одни заняты синтезом, другие углубляются в детали.

Субальпийские цепи — один из испытательных полигонов геологии. Поэтому независимо от новейших монографий старые описания все еще сохраняют свою ценность. Следует специально отметить главы по альпийской геологии в классической работе Ога [37]. Многочисленные описания структур Субальпийских цепей можно найти в новой монографии Гогеля [34], однако этот автор рассматривает преимущественно проблемы общей тектоники, а не отдельные местонахождения.

Стратиграфия Субальпийских цепей, так же как и гельветид, характеризуется чередованием горизонтов мергелей и известняков. Нижний из более выдержанных известняковых горизонтов имеет титонский возраст, а верхний — раннемеловой, ургонский. Последний горизонт характеризуется более массивными известняками и большей мощностью. Именно он образует белые известняковые эскарпы, столь типичные для Субальпийских цепей.

Верхние члены титона, принадлежащие портланду, по всей площади одновозрастны. Типичные пресноводные известняки с Chara отмечают период регрессии между юрой и мелом, обнаруживаемый и севернее, в эпиконтинентальном мезозойском чехле.

Ургон — это литостратиграфическая единица, сложенная массивными рифовыми известняками, возраст которых варьирует от раннебарремского до раннеаптского. Истинные биогермы редки, хотя ургон и считают рифовой фацией. В основном он представлен зоогенными детритовыми известняками, похожими на известняки, ныне находимые на склонах рифов. В раннем мелу море, располагавшееся к северу от Средиземного моря, все целиком было таким, каким ныне мы наблюдаем его только вокруг рифов — мелководным,

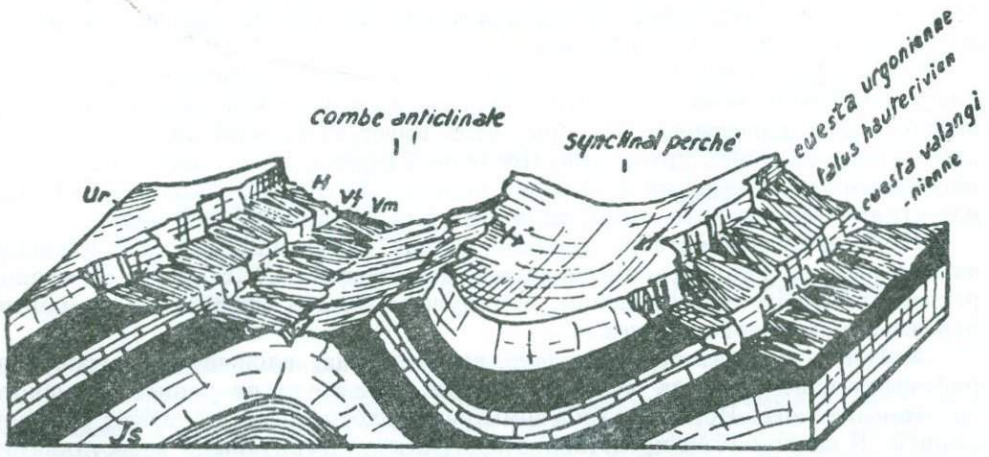


Ф и г. 151. Схематический разрез, на котором показаны две ступени в рельефе вдоль речных долин в Субальпах [26].

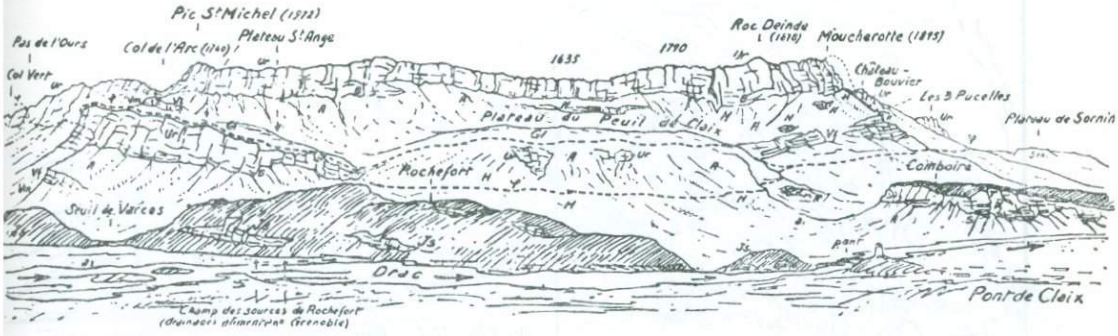
1 — мергели; *2* — известняки; *3* — органо-детритовые известняки; *4* — песчаники, M — маастрихт: известняки, органо-детритовые, песчанистые или мергелистые; G — альб: глауконитовые песчаники и криноидные известняки; U — ургон (рифовые известняки, m — орбитолиновые известняки); H_2 — верхний готерив (песчанистые мергели с *Spatangus*); H_1 — нижний готерив (мергели, *g* — глаукониты); V_3 — верхний валанжин (известняки Фонтаниль), V_2 — средний валанжин (мергели), V_1 — нижний валанжин (мергелистые известняки, глинистые известняки; берриас); P — портланд (массивные известняки); K — киммеридж (массивные известняки; P + K — «титон»); S — секван (мергелистые известняки); R — рорак (мергелистые известняки).

теплым и насыщенным газом. В таких условиях известняки в фации «рифовой породы» могли отлагаться на обширной площади морского дна, не имея связи с истинными рифами [47].

Двумя наиболее важными мергелистыми горизонтами являются оксфордский и валанжинский. Первый из упомянутых горизонтов достигает мощности 1 км и сложен черными мергелями, свидетельствующими о существовании



Ф и г. 152. Схема рельефа, характерного для Субальп в районе Гренобля (сложенные ургонскими породами отвесные уступы вокруг плоскогорий, образованных синклинальными зонами) [27].



Ф и г. 153. Панорама восточного фронта плоскогорья Веркур к югу от Гренобля [27].
Обратите внимание на бастионоподобные выходы ургона.
Js — юра; S — секван; K — киммеридж; T — титон; Vm — мергели берриаса и валанжина; Vf — известняки Фонтаниль, верхний валанжин; H — готерив; Ur — ургон; a — детрит; Ф — надвиг

во время их отложения экстремальных условий. Плейстоценовые эрозионные поверхности, развивавшиеся в условиях перигляциального климата, в современном климате нестабильны. Это привело к образованию вдоль многих долин бедлендов (бедленд — неплодородная местность, сильно расчлененная эрозией). Результатом столь интенсивной эрозии является чрезвычайно мутная вода во всех реках Субальпийских цепей.

В тех районах, где чередование мергелей и известняков представлено наиболее полно, например в классическом районе вокруг Гренобля, Субальпийские цепи всегда характеризуются двумя уступами. Нижний уступ образован титоном, а верхний — ургоном (фиг. 151). Последний наиболее ярко выражен в крупных пологих синклиналях, таких, как Веркур и Гранд-Шартрез, к югу и северу от Гренобля. Ургонские отложения образуют как бы бастионы, стены которых возвышаются над окружающими долинами на несколько сотен метров (фиг. 152, 153).

На других участках Субальпийских цепей это различие выражено, однако, не так ярко. Стратиграфия напоминает стратиграфию левой колонки на фиг. 150. Именно здесь развита промежуточная мергелисто-известняковая фация. Тонкослоистые формации, в которых мергели чередуются с известняками (плотными, мергелистыми или конкреционными), могут достигать значительной мощности. Во французской литературе их весьма неудачно называют «известняковым флишем» (см. стр. 203).

Структура

В структурном отношении гельветиды и Субальпийские цепи различны как в плане, так и в разрезе. В плане (фиг. 154) они характеризуются множеством обособленных, более или менее параллельных и относительно коротких складок, а в разрезе — весьма различными структурами, от широких антиклиналей и широких мелких синклиналей до сжатых асимметричных форм. Для них типичны не только эшелонированное замещение осей складок, но также довольно значительные колебания интенсивности складчатости и (или) локального надвигообразования вдоль простирания одной и той же структурной единицы. По сравнению с гельветидами Субальпийские цепи состоят из большего числа отдельных единиц значительно меньших размеров. Следовательно, тектонический стиль Субальпийских цепей гораздо ближе к стилю Юры, чем к стилю гельветид.



Фиг. 154. Схематическая тектоническая карта, на которой показаны оси главных складчатых структур Юры, Субальп и Прованса [32].

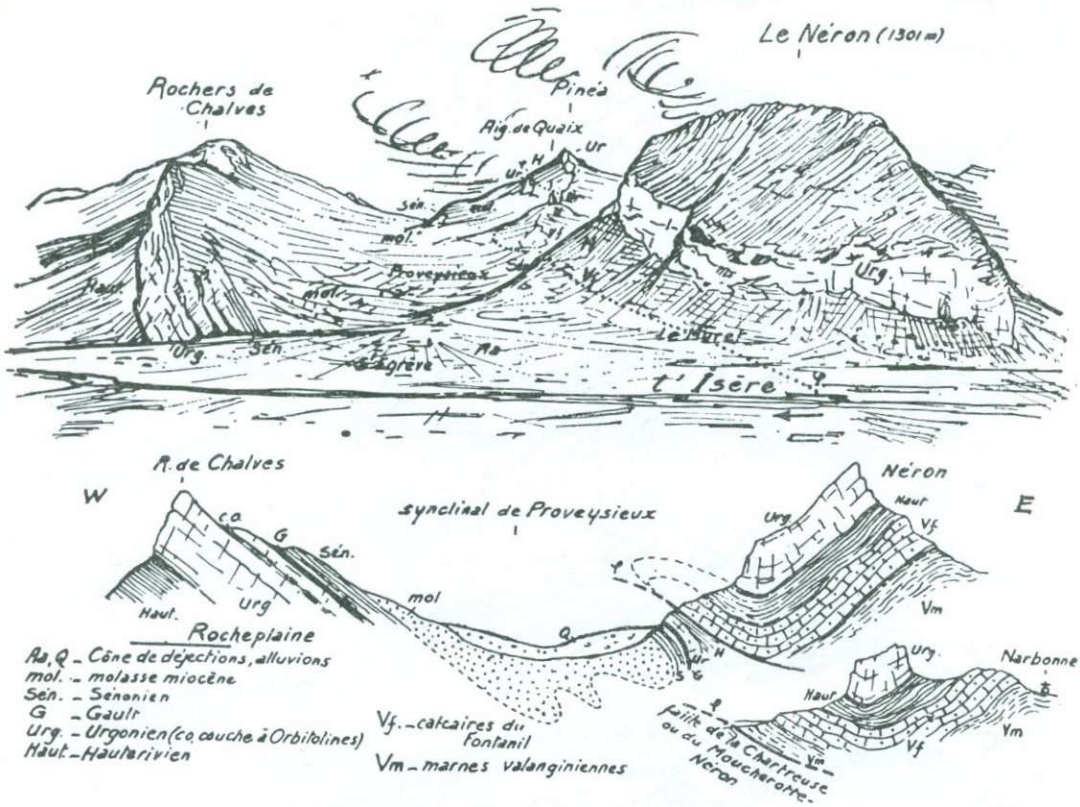
По мнению Гогеля, влияние проявившейся в Провансе в пиренейскую фазу складчатости широтного простирания, проявляется еще в южной половине Субальп, несмотря на присутствие более молодых альпийских складок.

Штриховкой показаны центральные массивы. М — Мор; Е — Эстерель; А — Аржантера (Меркантур); Р — Пельву; ВЕ — Бельдонн; AR — Эгюий-Руж; МВ — Монблан; В — пермский купол Барро; Пьемонтская зона (пенниды).

Большинство структур асимметрично, однако никакой общей вергентности не наблюдается. Типичными структурами являются асимметричная синклиналь и опрокинутая антиклиналь, переходящие по простиранию в локализованные надвиги. Этот тип структур носит название «надвигов разрыва» («pli-faille»). Их типичным местонахождением служит надвиг разрыва Сасенаж, хорошо обнаженный в долине Изера к западу от Гренобля [37].

Такой стиль складчатости определяется, конечно, в основном стратиграфией Субальпийских цепей с их ярко выраженным различием между компетентными известняковыми и некомпетентными мергелевыми горизонтами, которые могут служить вторичными поверхностями срыва. Я не буду вдаваться в детали описания различных крупных структур, слагающих Субальпийские цепи, а отошлю читателя к соответствующей литературе. Представление о тектоническом стиле, характеризующем этот складчатый пояс, можно получить из фиг. 155, 156, 157, отобранных из множества более или менее аналогичных рисунков.

В пределах северной половины Субальпийских цепей наблюдается более или менее меридиональная ориентировка структур. В их южной половине система простираний структур значительно усложняется, появляются многочисленные дугообразные структуры. Наиболее известны среди них Кастелланская [28, 31, 44] и Ниццская дуги [23].



Ф и г. 155. Панорама и разрез синклинали Провейсьё и структуры Нерон севернее Гренобля [27].

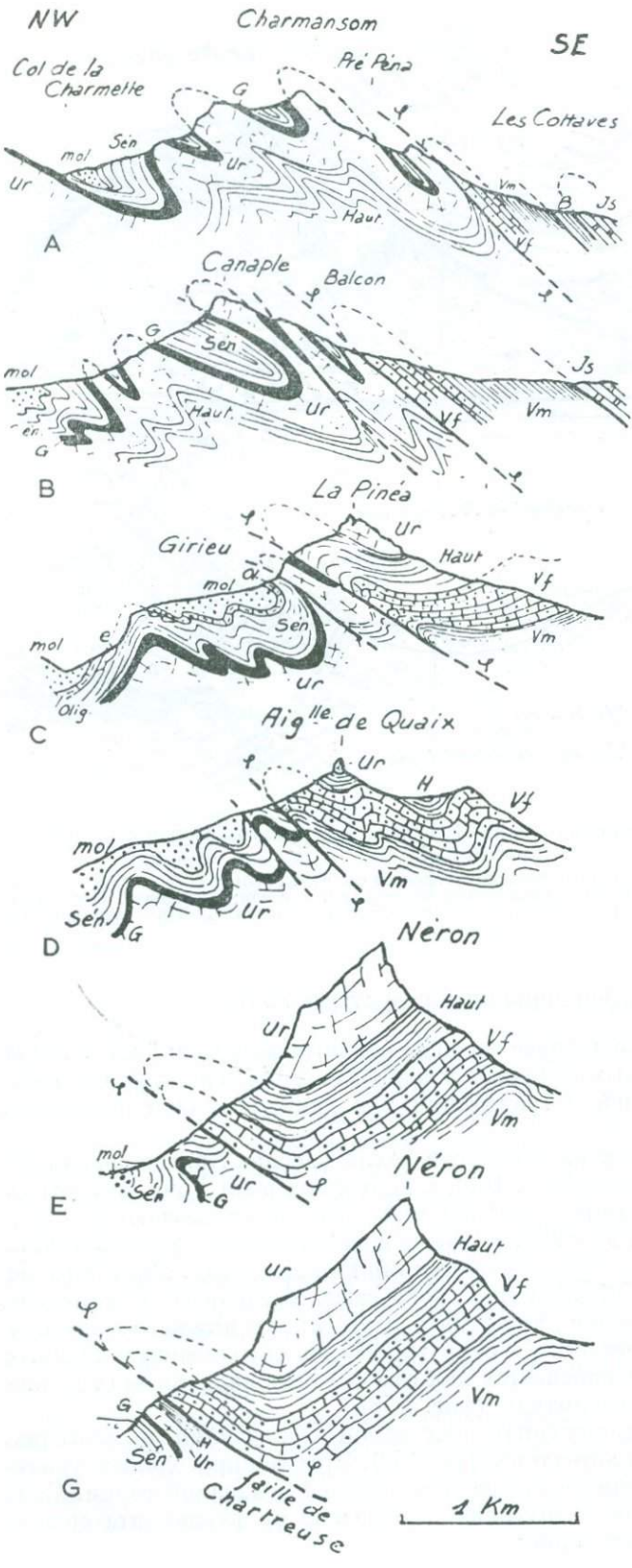
Объяснение стратиграфических индексов см. фиг. 151 и 153.
Ra, Q — конусы выноса, аллювий; mol — миоценовая моласса; sen — сенон; G — гольт, Urg — ургон (с орбитолиновыми слоями); Haut — готерив, Vf — известняки Фонтаниль, Vm — валанжинские мергели.

Внутриформационные структуры Ройя

Местами образовывались более пологие надвиговые поверхности, такие, как во внутриформационных складках и надвигах Ройя; они сыграли большую роль в развитии идей о гравитации как движущей силе покровной тектоники (стр. 203).

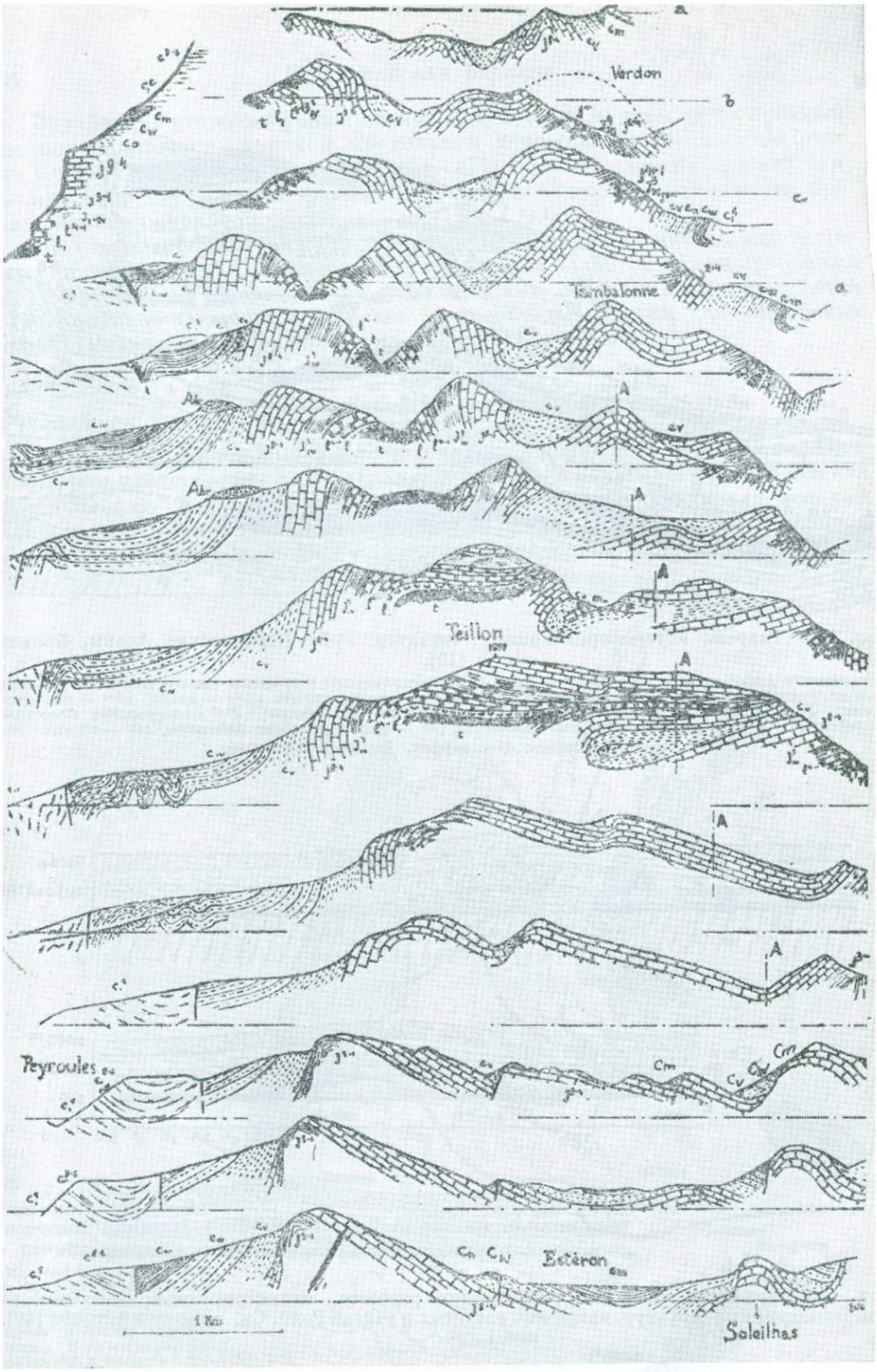
Мы находим их в юго-западной части чехла массива Аржантера, прямо на юг от Сент-Этьенн-де-Тине (фиг. 169), в верховьях реки Ройя. Эти структуры сложены двумя сериями пород: нижней — юрской, включающей часть мергелей нижнего мела, и верхней, включающей меловые и нижнетретичные отложения и начинающейся теми же мергелями нижнего мела. Многие разрезы создают впечатление нормальных согласных осадочных комплексов. Только там, где скалывающие движения в известняках нижнего мела проявлялись под углом к слоистости и сопровождались образованием надвигов и опрокинутых складок, распознается как сам факт проявления этих движений, так и величина их амплитуды (фиг. 158).

Верхняя серия, расположенная над зоной скалывания в мергелях, обозначается как «ложный автохтон» (фиг. 159). Этот термин, однако, указывает только на ее положение относительно нижней осадочной серии. Сама по себе юра, конечно, не автохтонна, а отделена от фундамента срывом в подстилающих триасовых слоях.



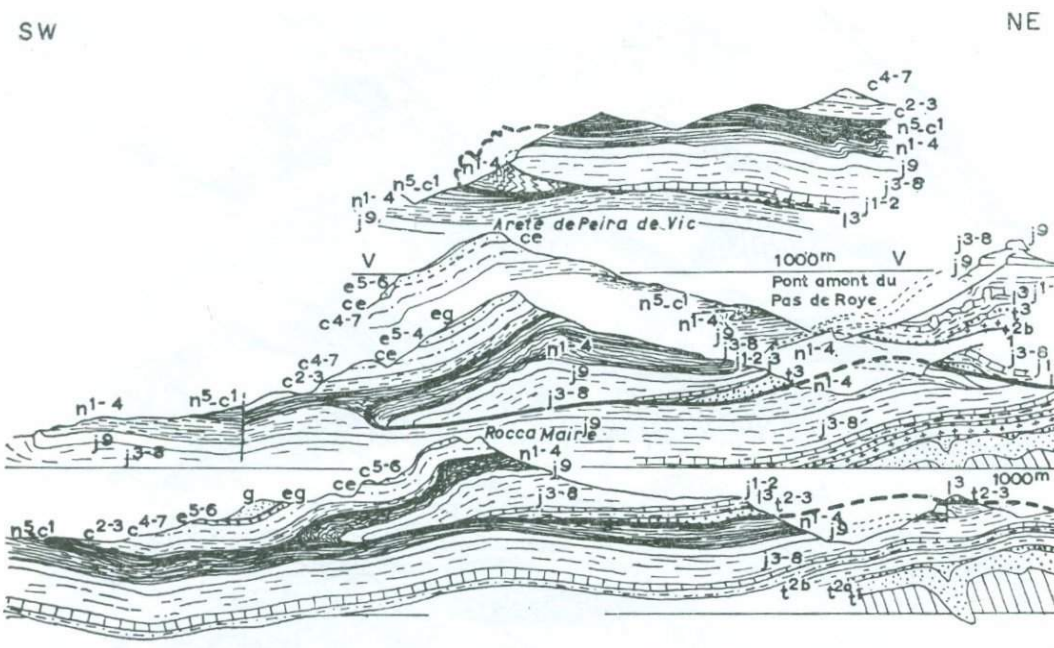
Ф и г. 156. Серия разрезов, показывающих в развитии (с севера на юг) структуру Нерон севернее Гренобля [27].

«Эшелонированное» замещение асимметричной сложной антиклинальной структуры Шарансом асимметричной «синклинальной» структурой Нерон с «надвигами разрыва» («pli-faille»). См. условные обозначения к фиг. 155.



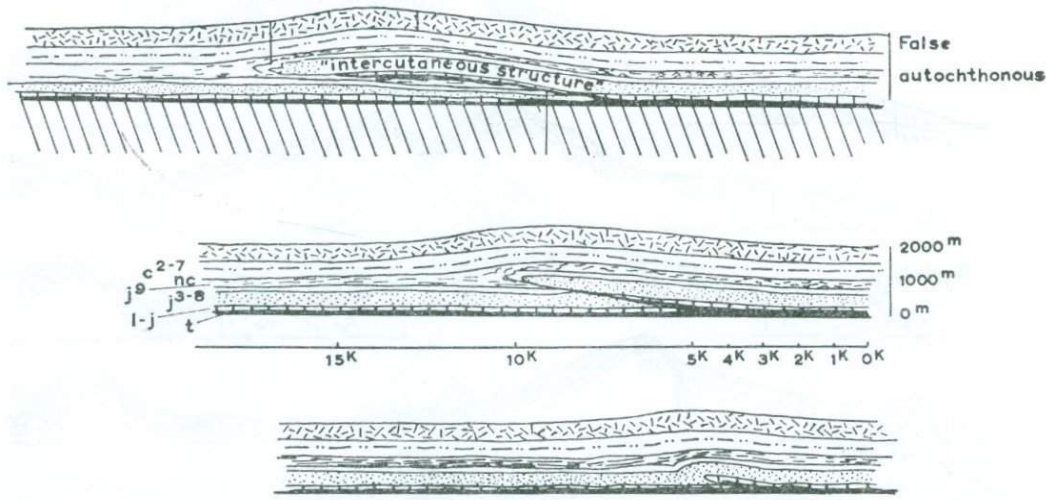
Ф и г. 157. Серия разрезов Тейона, к востоку от Кастеллана [28].

Стратиграфический разрез в левом верхнем углу: t — триас; l — лейас: J^{I-IV} — доггер; J^{s-1} — мальм; c^{III-V} — нижний мел; c^{5-8} — верхний мел.



Ф и г. 158. Разрезы внутриформационных структур Ройя (Приморские Альпы, Франция) [19].

g — песчаники Анно; eg — приабон; e^{5-6} — овер; ce — конгломераты у границы мела и эоцена; c^{4-7} —сенонские известняки; c^{2-3} — туронские известняки; n^5 — c^1 — черные мергели апта — альба; n^{1-4} — неокомские мергели; J^3 — мальмские известняки; J^{3-8} — оксфордские известняки; J^{1-2} — доггерские известняки; l^3 — лейас; t^3 — триас, верхние «ячеистые доломиты»; t^{2b} — среднетриасовые доломиты, t^{2a} — нижние «ячеистые доломиты»; t^1 — верфен. Масштаб 1 : 40 000.



Ф и г. 159. Серия схематических генетических разрезов, иллюстрирующих развитие внутриформационных структур, например, развитых в районе Ройя. См. легенду к фиг. 158 [19].

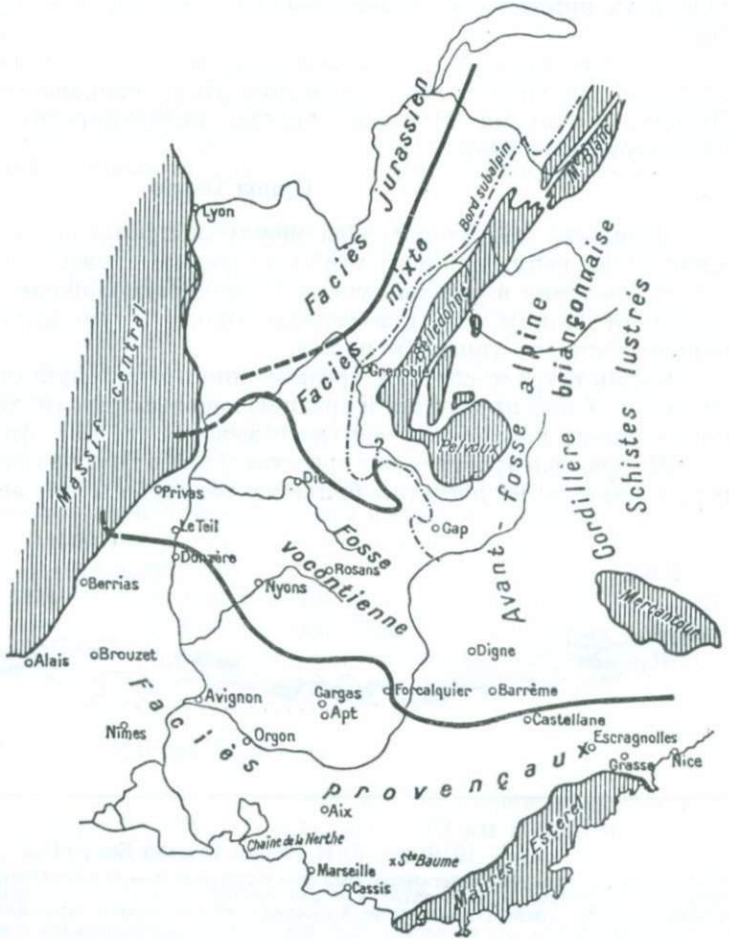
Субальпийская борозда

Внутренняя сторона Субальпийских цепей почти на всем своем протяжении контролируется широкой продольной депрессией —«Sillon subalpin», или Субальпийской бороздой (фиг. 151, 174). Она образована эрозией там, где нижнеюрские мергели залегают на кристаллическом фундаменте центральных массивов.

Этот пояс нижнеюрских отложений во многих местах интенсивно тектонически деформирован с образованием небольших надвиговых или покровных структур. Однако последние не дают никаких оснований для выделения Субальпийской борозды в качестве самостоятельной зоны Субальпийских цепей, поскольку это не более как местные осложнения.

Воконтская впадина

Как уже показано выше, в Субальпийских цепях есть крупный элемент, в котором представлена аномальная фация. Это так называемая Воконтская впадина (фиг. 160) — зона примерно широтного простирания, в которой мощная серия известняков в нормальной фации Дофине (мел) замещена мергелями, причем мощность последних значительно меньше.



Фиг. 160. Границы так называемой Воконтской впадины в раннем мелу [26].

Юрские фации на севере и прованские на юге почти аналогичны — для них характерна большая мощность ургонских рифовых пород. В то же время для развитой в пределах Воконтской впадины толщи мергелей (фация Диуа) характерна относительно небольшая мощность.

Эта аномальная фация, носящая название фации Диуа, значительно отличается от нормальной фации Дофине. Кроме того, она четко выражена в морфологии Субальпийских цепей.

Терригенную тонкозернистую седиментацию раньше отождествляли с седиментацией материала, сносимого с далеких континентов и осуществлявшейся, следовательно, в глубоководных условиях, тогда как так называемую рифовую фацию ургона связывали с мелководным осадконакоплением. Следовательно, палеогеографическая интерпретация фации Диуа сводилась к признанию существования узкого прогиба широтного простирания — Воконтской впадины, обрамлявшейся мелководными платформами, на которых мог происходить рост рифов. Такая интерпретация, предложенная на одном из ранних этапов развития французской геологии, фигурирует с тех пор во всех учебниках и руководствах.

Однако обоснования ее весьма неубедительны, поскольку мы не располагаем данными о фактической глубине осадконакопления. Можно было бы обосновать и диаметрально противоположную палеогеографическую схему, в которой глинистые отложения фации Диуа представляют собой дельтовую область (наподобие ваттового моря), окруженную участками чистой воды, в которых отлагались рифогенные породы. До тех пор пока мы не располагаем надежными седиментологическими критериями, обе интерпретации следует считать одинаково возможными. Кроме того, во время осадконакопления сыграли свою роль и дифференцированные подвижки коры, поскольку мощность нормальной фации Дофине (мел) вдвое больше мощности фации Диуа.

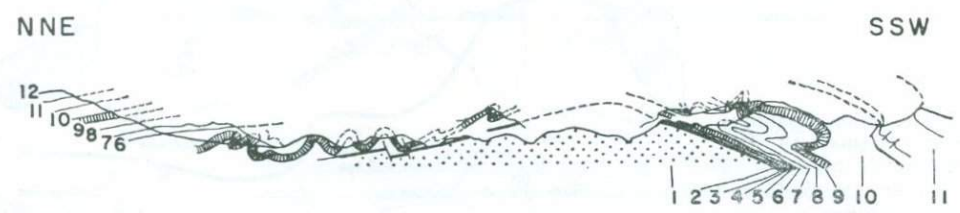
Как это часто бывает в геологии, породы сами говорят за себя! Нет никаких сомнений в том, что фация Диуа отлична от нормальной фации Дофине. Сомнения вызывает только интерпретация — в данном случае палеогеографическая.

Купол Барро

Истинный характер связей между эпидермисом и фундаментом в Субальпийских цепях наблюдается очень редко. Но эти связи хорошо доступны для наблюдения в районе купола Барро, расположенного в 45 км к северо-западу от Ниццы. Здесь в радиусе около 15 км выходят на поверхность породы нижнего триаса и перми.

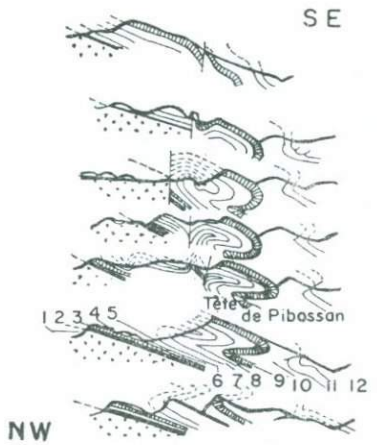
Пермь и триас слагают чрезвычайно правильную структуру с пологими склонами. Срыв приурочен к среднетриасовым гипсам, так что верхний триас принадлежит эпидермису верхнего мезозоя [8, 49], фиг. 161, 162.

Широко распространено представление о том, что срыв в Субальпийских цепях никогда не достигал больших размеров и что эпидермальные серии,



Фиг. 161. Разрез купола Барро [8].

1 — пермские отложения, залегающие согласно с триасом; *2* — верфен (пестрый песчаник); *3* — нижние «ячеистые доломиты» и эвапориты; *4* — раковинный известняк; *5* — верхние «ячеистые доломиты» и эвапориты; *6* — лейас; *7* — доггер; *8* — оксфорд; *9* — мальм; *10* — нижний мел; *11* — апт; *12* — верхний мел. «Срыв» мог произойти ниже раковинного известняка (на северном крыле пермского купола) или выше раковинного известняка (на южном крыле).



Ф и г. 162. Серия разрезов структуры Тет-де Пибоссан к северо-востоку от купола Барро [8].
Показаны изменения вдоль простирания и роль более поздних разломов. Объяснение цифр см. фиг. 161.

по-видимому, почти автохтонны [29, 34, 44]. В этой интерпретации учитываются только деформации эпидермиса, а не срыв осадочного эпидермиса в целом. Однако такое представление не подтверждается никакими фактическими данными. Поскольку надвигообразование с большой амплитудой в последние годы доказано в аналогично построенных горах Юра, следует ожидать, что осуществление программы бурения в Субальпийских цепях также может дать совершенно неожиданные результаты.

ЦЕНТРАЛЬНЫЕ МАССИВЫ

Центральные массивы французских Альп представлены с севера на юг массивами Бельдонн с восточным отторженцем Гранд-Рус, Пельву и Аржантера, или Меркантур.

Во французских Альпах мы не находим двойной системы центральных массивов, таких, как Аарский — Готардский и Эгюий-Руж — Монблан в швейцарских Альпах. Небольшой массив Гранд-Рус является не самостоятельной структурой, а частью массива Бельдонн и отделен от него только полосой осадочных отложений.

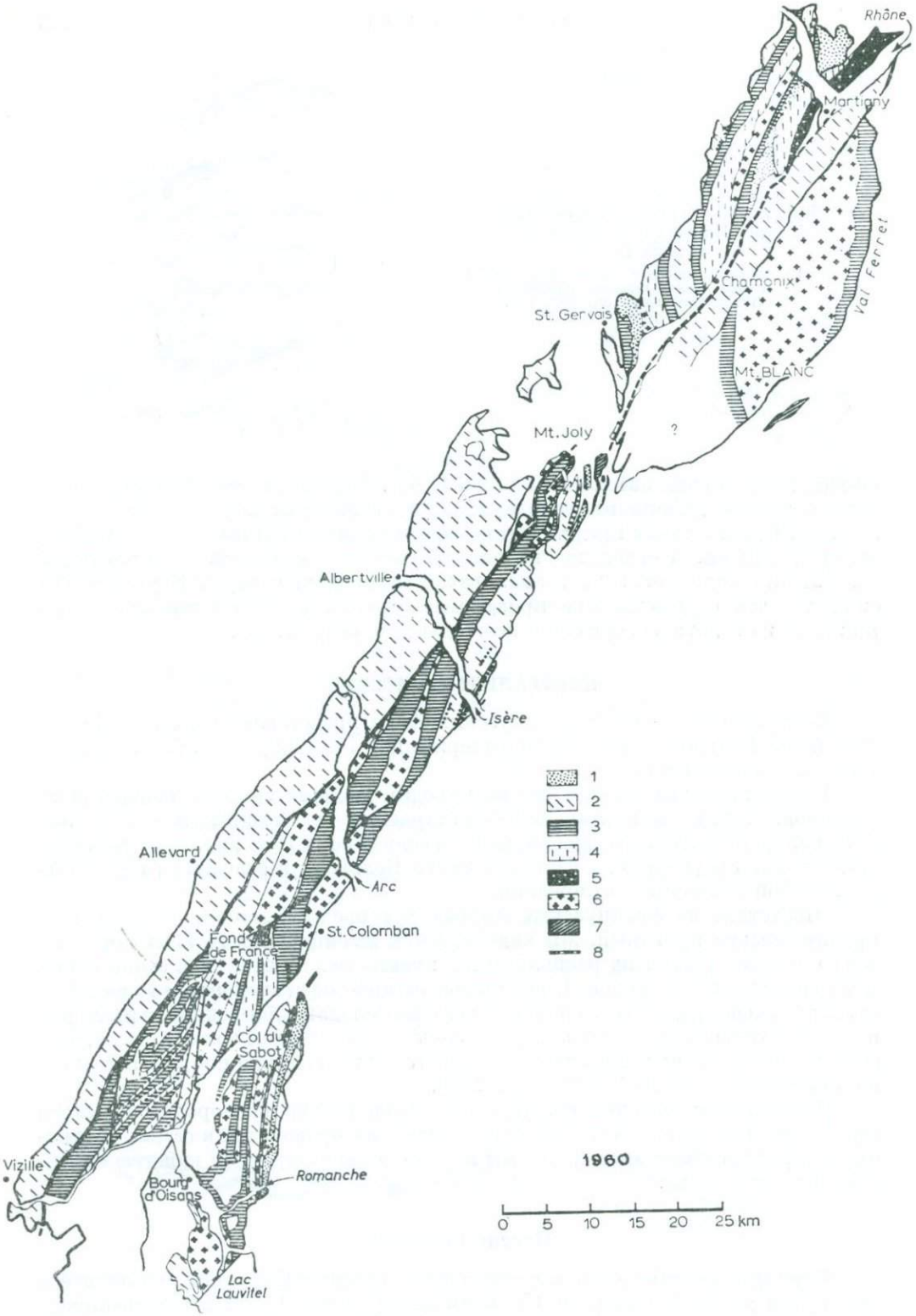
Отсутствие во французских Альпах массивов-дублетов — факт, между прочим, весьма приятный. Мы видели, что в швейцарских Альпах корневая зона покровов гельветид располагается именно между этой дублетной системой центральных массивов. И возможно, не простое совпадение, что во французских Альпах, где Субальпийские цепи не обладают покровной структурой и, следовательно, не имеют корневой зоны, а мы находим только одинарную систему центральных массивов и ничего хоть сколько-нибудь похожего на срединный массив Тавеч (стр. 218).

Центральные массивы французских Альп весьма разнородны по своей структуре. Поскольку геологические изыскания проводятся в самых различных местах этих массивов, ниже мы коротко охарактеризуем каждую структуру в отдельности.

Массив Бельдонн

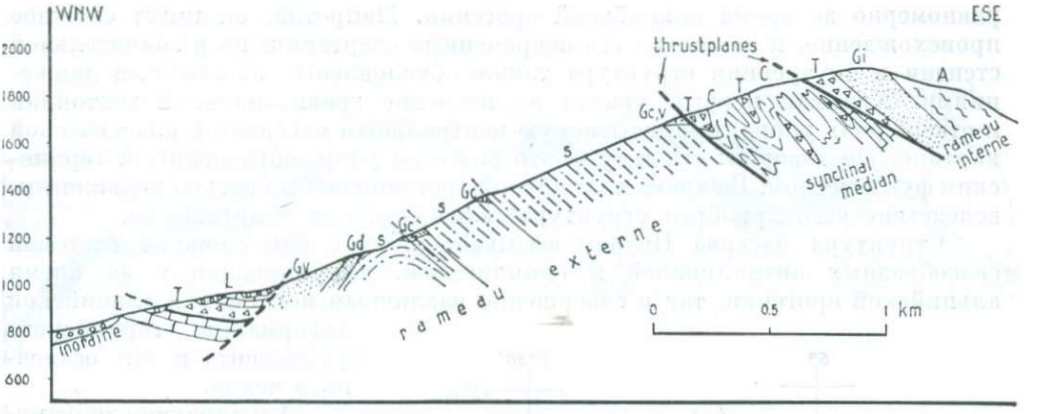
Наиболее бросающейся в глаза чертой массива Бельдонн является его вытянутая узкая форма (при 150 км в длину менее 15 км в поперечнике). Мы располагаем схематической картой П. и. К. Борде [9], фиг. 163 и рядом детальных петрографических описаний, часть которых выполнена Тоби [53].

Узкая и длинная форма массива Бельдонн частично отражает его внутреннюю структуру. Мы находим здесь узкую «срединную синклиналь» (или



Фиг. 163. Генеральная структурная карта массивов Бельдонн, Эгюий-Руж и Монблан [9].

1 — постгерцинские верхний карбон и пермь; *2* — «атласная серия», альбит-серицит-хлоритовые сланцы; *3* — «зеленая серия», различные кристаллические сланцы; *4* — «бурая серия», слюдяные сланцы и гнейсы; *5* — группа кордиеритовых гнейсов (fully series); *6* — граниты; *7* — аллохтонная серия; *8* — срединная синклиналь (или синклинали). Масштаб 1 : 1 000 000.



Ф и г. 164. Поперечный разрез части массива Бельдонн, на котором показаны взаимоотношения между внешней и внутренней зонами и срединной синклиналью [53].

Ł — лейас; T — триас; Gv, Gd, Gc, Gi — песчаники Альвар, пермь; S — альбит-серицит-хлоритовые сланцы; A — амфиболиты.

синклинали), нечто вроде надвиговой зоны (фиг. 164), прослеживаемой вдоль всего массива. Она отделяет внешнюю зону («rameau externe») от внутренней зоны (rameau interne).

Во внешней зоне присутствуют только эпизональные метаморфические породы — альбит-серицит-хлоритовые сланцы («serie satinée»). В то же время внутренняя зона заключает амфиболиты, слюдяные сланцы, гнейсы и граниты; некоторые из этих пород испытали ретроградный метаморфизм. В столь сложном комплексе П. и К. Борде [9] различают зеленую серию, бурую серию, группу кордиеритовых гнейсов (fully series) и граниты. Если рассматривать их как стратиграфические единицы, то оказывается, что структура внутренней зоны не параллельна современному простиранию массива и, следовательно, древнее его (фиг. 163).

Эта стратиграфия, конечно, не что иное, как литостратиграфия. В полиметаморфических породах, часть которых претерпела ретроградный метаморфизм, применение литостратиграфических критериев может оказаться столь же опасным, как и в осадочных сериях. Поэтому следует опасаться того, что в результате последующего более тщательного анализа минеральных фаций современная картина окажется слишком упрощенной.

Массив Пельву

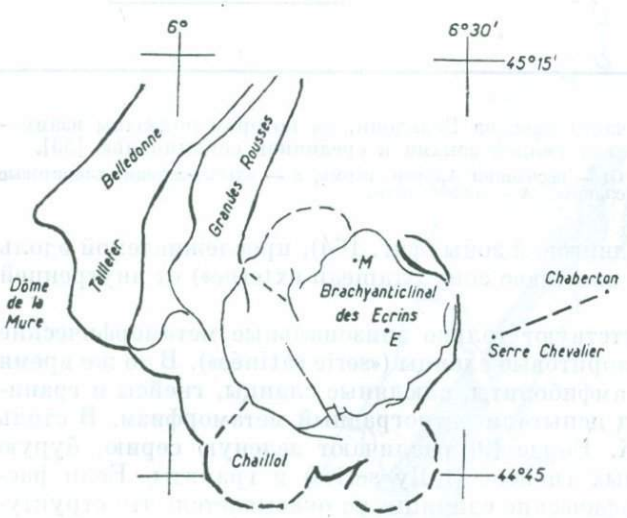
Поскольку никаких новых описаний массива Пельву нет, отправным моментом для исследований продолжает служить работа Термье [52]. Более поздняя работа Беллера [5] не внесла ничего существенно нового. Поэтому мы были вынуждены обратиться к отдельным заметкам последнего исследователя этого массива, Верне [56—59].

При сравнении массивов Пельву и Бельдонн (фиг. 165) сразу же бросаются в глаза различия в их форме (массив Пельву имеет почти круглые очертания). Его контур хорошо согласуется с концентрическими структурами, обнаруживаемыми в западной половине массива. Однако в восточной половине, начиная от антиклинали Ла-Меж — Экрен (M и E на фиг. 165), преобладают структуры север-северо-западного — юг-юго-восточного простирания.

В массиве Пельву, как и в других центральных массивах, мы имеем дело отнюдь не с частью герцинского фундамента, поднятой более или менее

равномерно во время альпийской орогении. Напротив, он имеет сложное происхождение, и не только его современные очертания, но в значительной степени и внутренняя структура также обусловлены альпийскими движениями. Хаарман первым указал на значение гравитационной тектоники и отверг роль упора, приписываемую центральным массивам в классической картине. Он говорил: «Пельву — это вовсе не упор, образованный герцинским фундаментом. Во время альпийской орогении он был весьма подвижным, вследствие чего приобрел структуру, сложную, как у артишока».

Структура массива Пельву вызывает интерес как сложной системой своеобразных антиклиналей и синклиналей, сформированных во время альпийской орогении, так и совершенно различным механизмом альпийской деформации герцинского фундамента и его осадочного чехла.



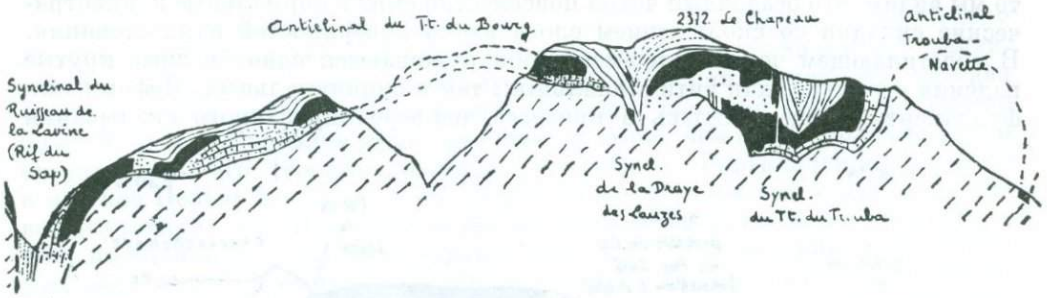
Ф и г. 165. Схема срединных массивов центральной части французских Альп [57].
М — Ла-Меж; Е — Экрен.

Альпийские структурные элементы массива Пельву, судя по складчатости частично сохранившегося постгерцинского осадочного чехла, представляют собой чередование широких антиклиналей и узких сжатых синклиналей (фиг. 166). Оси антиклинальных структур коротки; фактически это брахиантиклинали или купола. Там, где встречается несколько брахиантиклиналей, могут развиваться синклинальные впадины (pits), фиг. 167.

Дальнейшее развитие такого тектонического стиля могло приводить даже к полному выклиниванию синклиналей с сохранением только отдельных линз осадков вдоль осевых поверхностей (фиг. 168). Это свидетельствует о том, что никакого общего направления у тектонических движений, приводивших к такому типу деформации, не было.

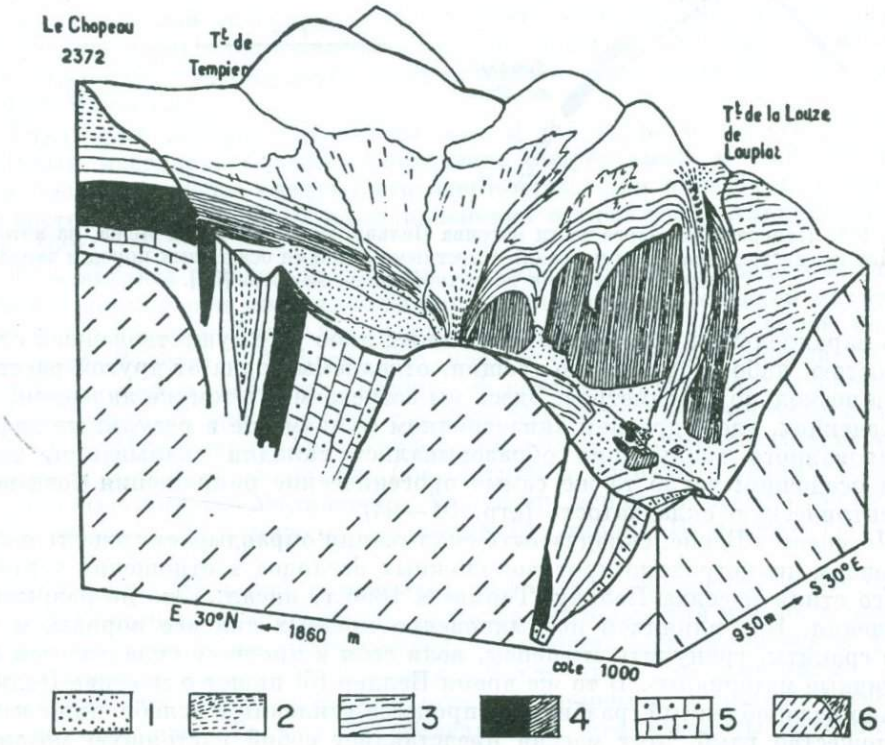
Заимствуя сравнение Хаармана, следует отметить, что этот тектонический стиль напоминает перевернутый артишок. Верне [58] полагает, что причиной, вызвавшей создание столь специфической тектонической структуры, было тангенциальное сжатие. Однако она может быть связана и с воздыманием локализованных мигматитовых куполов в пределах современного массива.

Второй особенностью массива Пельву является то, что в его восточной половине наблюдаются ярко выраженная западная вергентность и опрокинутые складки, в то время как западная половина характеризуется более или менее вертикальными осевыми поверхностями структур. Западная вергентность в восточной части массива, возможно, объясняется влиянием покровов Брианконской зоны, соскользнувших в направлении восточной границы массива Пельву. Однако трудно себе представить, чтобы такой эффект мог быть обусловлен системой покровов, созданных гравитационной тектоникой, как обычно принимается для Брианконских покровов. Следовательно, данная взаимосвязь доказана не окончательно. Возможно, это еще один пример скороспелого решения, которыми столь богата альпийская геология.



Ф и г. 166. Поперечный разрез одной из частей западной половины массива Пельву (см. фиг. 167) [58].

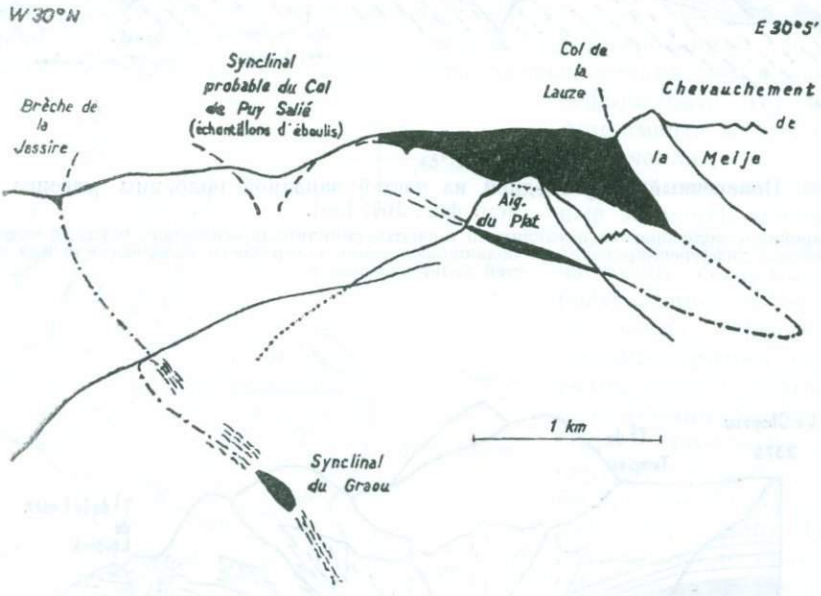
Показаны широкие куполообразные антиклинали и сжатые синклинали осадочного чехла; в то же время фундамент реагировал дифференцированными подвижками вдоль поверхности сланцеватости или вдоль плоскостей мелких разрывов.



Ф и г. 167. Блок-диаграмма части массива Пельву, на которой показаны взаимоотношения между множеством антиклинальных куполов и сжатыми синклиналями [56].

1 — аллювий; *2* — лейасовые сланцы; *3* — лейасовые известняки; *4* — мелафиры *5* — триас; *6* — кристаллический фундамент.

Что касается второго вопроса о различной реакции на альпийские орогенические движения кристаллического фундамента и осадочного чехла, то мы видим, что осадочный чехол повсеместно смят в нормальные концентрические складки со скольжением слоев вдоль поверхностей напластования. В подстилающем чехол фундаменте обнаруживаются однообразные крутые падения структур, как антиклинальных, так и синклинальных. Деформация фундамента осуществлялась в процессе дифференцированного скалывания



Ф и г. 168. Поперечный разрез части массива Пельву, к западу от Ла-Межа, на котором показана полностью сжатая синклиналь с местными линзами осадочных пород и западной «вергентностью» в восточной части массива [57].

вдоль параллельных плоскостей, созданных либо уже существовавшей сланцеватостью, либо густой сетью трещин, отделяемых одна от другой расстоянием в несколько сантиметров. Здесь мы встречаемся с тем же явлением, что и в Арденнах, где в древнем анизотропном фундаменте в результате дифференцированного скольжения образовывались складки скалывания, тогда как в осадочном чехле те же самые орогенические напряжения создавали концентрическую складчатость (стр. 91—94).

По мнению Верне, складчатость скалывания оправдывает существование в прошлом диаметрально противоположных взглядов в отношении тектонического стиля массива Пельву. Термье в 1896 г. писал: «Это не разрывные нарушения. Под влиянием необыкновенно мощных сил все породы, в том числе граниты, гранулиты и гнейсы, вели себя в процессе складчатости как пластичные материалы». В то же время Беллер [5] пишет о массиве Пельву: «Сильно раздробленный, разбитый в процессе усиления и ослабления сжатия на множество глыб, этот массив представляет собой настоящую мозаику, образованную разрывными нарушениями».

Следует проводить различие между стилями деформации, осуществляющейся на различном уровне. В крупном плане главные элементы массива Пельву демонстрируют поразительную мобильность и пластичность. В то же время в мелком плане движения, обусловившие крупномасштабное течение, могли быть как пластичными (течение вдоль плоскостей рассланцевания), так и более прерывистыми (вдоль систем мелких параллельных трещин, секущих более древние структуры). Таким путем удается объеди-

нить все кажущиеся противоречия тектоники массива Пельву в единую стройную картину.

Если не принимать во внимание его внутренние зоны, массив Пельву на новейшем этапе геологической истории испытал, по-видимому, значительное поднятие. Именно поэтому предальпийский фундамент массива Пельву, как и других центральных массивов, обнажен сейчас на высоте более 3000 м над уровнем моря, фактически выше, чем самые молодые пачки окружающих его геосинклинальных отложений. Вертикальное поднятие в массиве Пельву имело место, вероятно, после образования главных покровов внутренних зон. Новейшее поднятие массива Пельву и части его окружения, по-видимому, и вызвало обратно-поступательное движение внутренних зон, достаточно интенсивное, чтобы обусловить ограниченную гравитационную реакцию в восточном направлении отдельных частей внутренних зон. Видимо, это и послужило причиной обратного скольжения, или «ретрошарьяжа»,— явления, с которым мы сталкиваемся во внутренних зонах французских Альп (стр. 269—273).

Массив Аржантера (Меркантур)

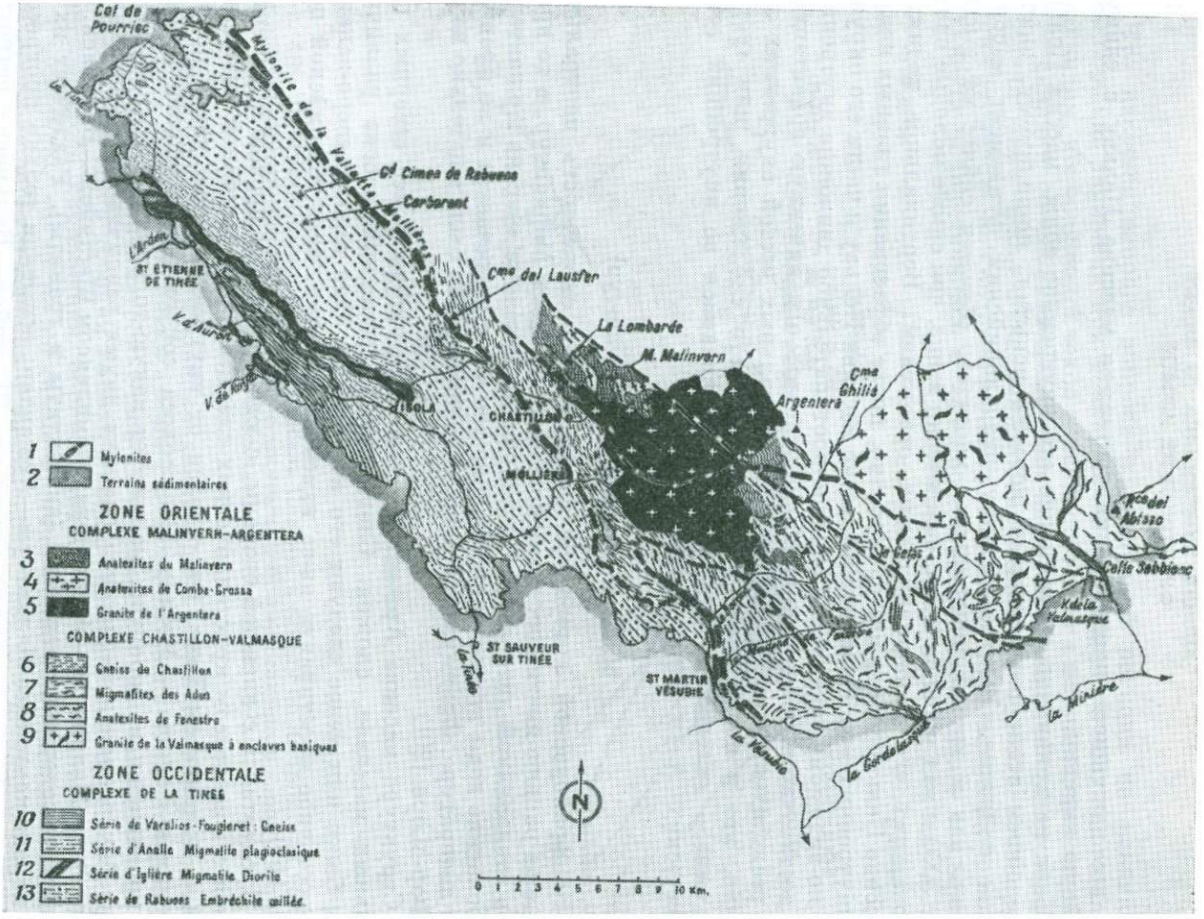
Во французской литературе самая южная оконечность центральных массивов раньше почти всегда именовалась массивом Меркантур, в то время как в итальянской литературе было принято название «массив Аржантера». В последние годы второе наименование все чаще встречается и во французской литературе. Французская часть массива недавно была тщательно изучена Фор-Мюре [20].

Структура массива Аржантера, как и структура более северных центральных массивов, сложна. Слагающие современный массив различные зоны более или менее следуют его очертаниям. Они имеют северо-запад — юго-восточное простирание из-за изменения направления Альпийской цепи (фиг. 169).

Продвигаясь с внешней стороны, с юго-запада, мы прежде всего встречаемся с комплексом кристаллических сланцев с прогрессивной мигматизацией — комплексом Тине. Он отделен от внутренней зоны узкой полосой милонитов Валетта — Мольер. Эта полоса сопровождает массив на всем его протяжении и, вероятно, маркирует какую-то крупную тектоническую зону. Внутренняя зона массива сложена двумя различными элементами — комплексом Малинверн—Аржантера и комплексом Шастийон—Вальмаск. Оба комплекса содержат мигматиты (анатектиты и граниты). Различает их то, что породы комплекса Малинверн—Аржантера испытали только прогрессивный метаморфизм, а породы комплекса Шастийон—Вальмаск—ретроградный.

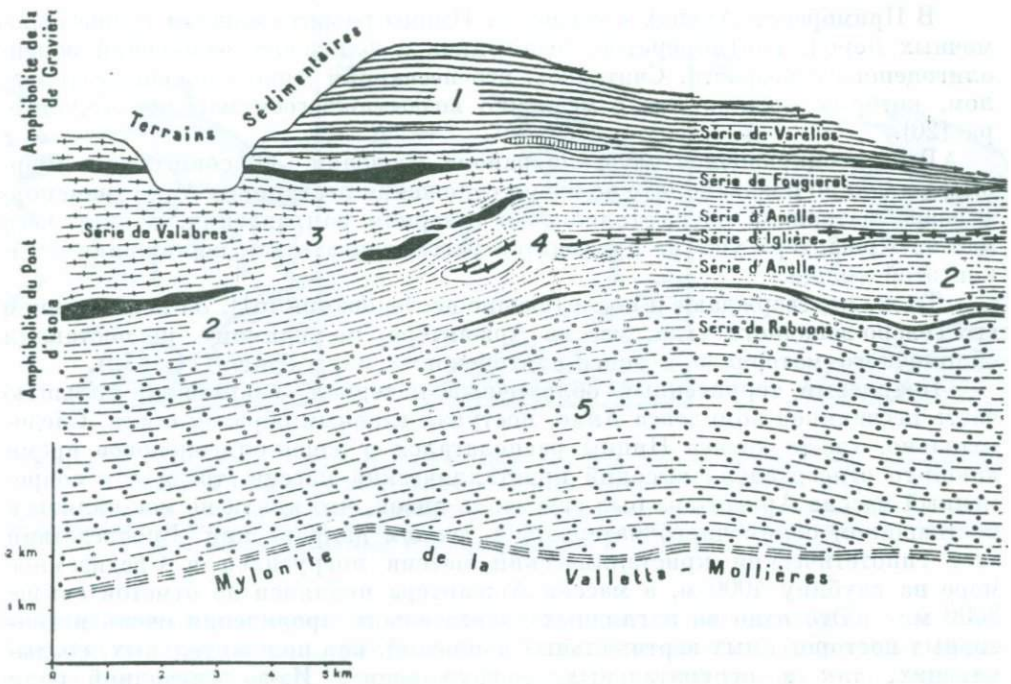
Фор-Мюре [20] также показывает, что массив Аржантера — это отнюдь не часть герцинского орогенического пояса, вытолкнутая наверх в процессе альпийской революции. Часть пород, слагающих кристаллический фундамент массива, была затронута уже какими-то древними орогениями. Предальпийский фундамент состоит из мозаики элементов, в прошлом имевших разную историю. То, что в последующем эти элементы объединились в центральные массивы, по-видимому, случайность. Впоследствии было обнаружено, что такой же сложной структурой обладают и некоторые другие из центральных массивов. Однако Фор-Мюре впервые удалось отметить этот важный аспект и закартировать элементы с различной прошлой историей в пределах одного из центральных массивов.

В отношении массива Аржантера надо полагать, что как внешний комплекс Тине, так и та часть внутренней зоны (комплекс Малинверн—Аржантера), которая претерпела только один цикл метаморфизма и мигматизации, были деформированы во время герцинского орогенического цикла. Комплекс



Ф и г. 169. Генеральная карта массива Аржантера (Меркантур) [20].

1 — милониты; *2* — осадочные отложения; *3—9* — Восточная зона: *3—5* — комплекс Малинверн — Аржантера: *3* — анатектиты Малинверн, *4* — анатектиты Комба-Гросса, *5* — граниты Аржантера; *6—9* — комплекс Шастийон — Вальмаск: *6* — гнейсы Шастийон, *7* — мигматиты Адю, *8* — анатектиты Фенестр, *9* — граниты Вальмаск; *10—13* — Западная зона, комплекс Тине *10* — серия Варелиос-Фужире, гнейсы, *11* — серия Анель, плагиоклазовые мигматиты, *12* — серия Иглиер, диоритовые мигматиты, *13* — серия Рабон, эмбрешиты.



Ф и г. 170. Гипотетический стратиграфический разрез комплекса Тине в соответствии с наиболее вероятным предположением о присутствии синклинальной структуры [20].
1 — парагнейсы; *2*, *3* — Ca + Na-мигматиты; *4* — псевдодиоритовые мигматиты; *5* — K + Na-мигматиты.

Шастийон—Вальмаск подвергся действию, видимо, двух метаморфических циклов. Во время первого из них происходила мигматизация, во время второго развивался ретроградный метаморфизм. Ввиду отсутствия в Западной Европе истинно орогенического диастрофизма каледонского возраста вполне вероятно, что первый период метаморфизма и мигматизации был связан с каким-то докембрийским орогеническим циклом, а второй — с герцинским.

Даже в таком коротком обзоре следует заметить, что прогрессивная мигматизация во внешнем комплексе Тине, по-видимому, весьма похожа на мигматизацию пород Центрального массива и других массивов герцинской Европы. Конечно, альпийская тектоника оказала значительное влияние на герцинские разрезы. Поэтому интерпретация стратиграфической последовательности мигматитовых зон остается до некоторой степени гипотетической. На фиг. 170, представляющей собой, вероятно, наиболее правдоподобную реконструкцию, предложенную Фор-Мюре, мы наблюдаем прогрессивную мигматизацию в таких же масштабах, как и в тех частях герцинской Европы, которые в последующем не были затронуты альпийской орогенией.

Песчаники Анно

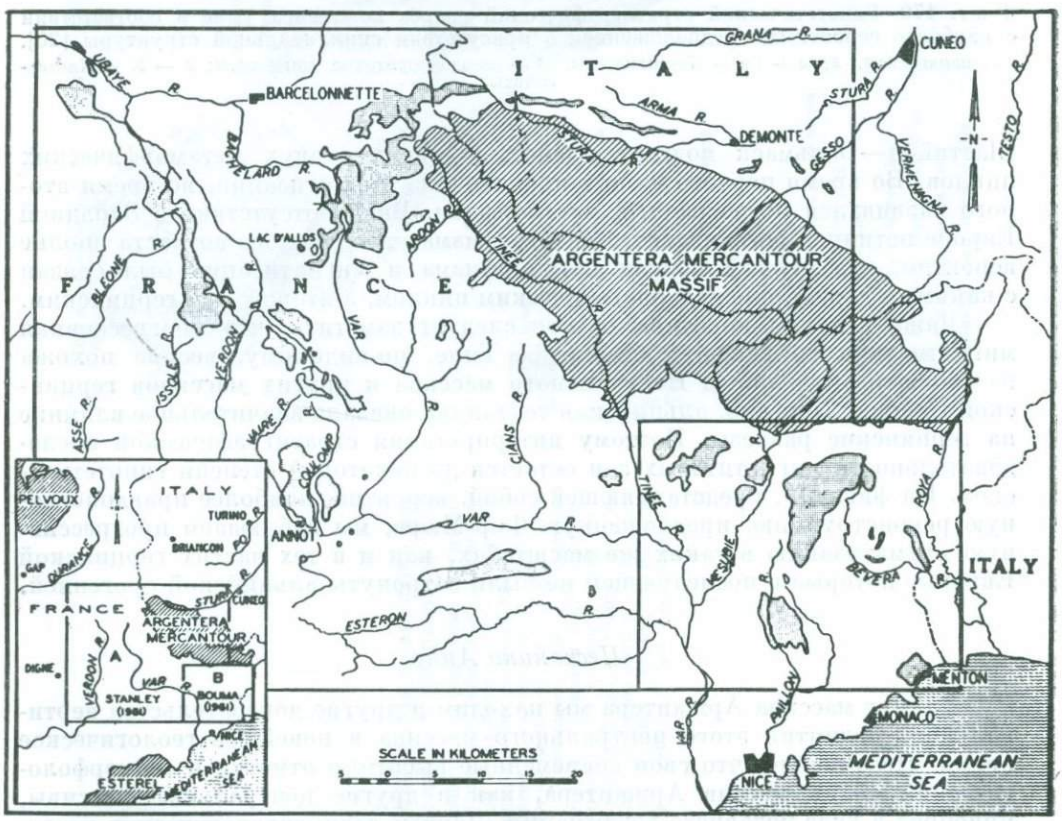
Вокруг массива Аржантера мы находим и другие доказательства вертикального поднятия этого центрального массива в новейшее геологическое время. Несомненно, что свои современные высотные отметки и геоморфологический облик массив Аржантера, как и другие центральные массивы, приобрел в ходе недавнего воздымания. Данные седиментологических исследований третичных отложений в южной части чехла массива также подтверждают молодость вертикальных движений.

В Приморских Альпах к северу от Ниццы развита мощная толща обломочных пород, конгломератов, песчаников и флишевых отложений эоцен-олигоценового возраста. Считалось, что песчаники Анно сложены материалом, который поставлялся с медленно воздымавшегося массива Аржантера [20].

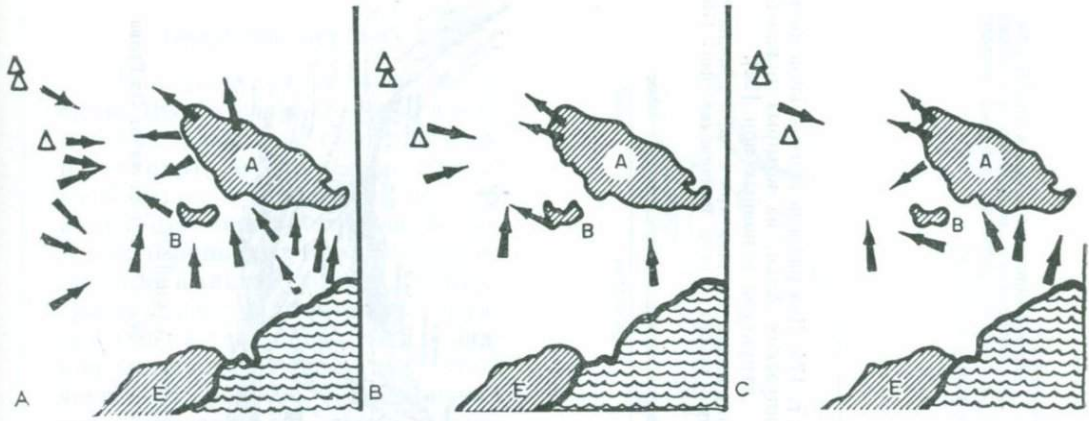
Рекогносцировочное изучение района Кюненом [38] совместно с Фор-Мюре и Фалло показало, что во время отложения песчаников Анно транспортировка материала осуществлялась в северном направлении, в силу чего массив Аржантера уже не приходится рассматривать как поставщика осадков этой толщи.

То же подтверждают и последующие исследования [51]. За исключением его северо-западного угла, массив Аржантера, по-видимому, не поставлял обломочного материала в эоцен-олигоценовые моря (фиг. 171, 172).

Кварцевый терригенный обломочный материал, слагающий большую часть песчаников комплекса Анно, поступал главным образом с юга. Следовательно, где-то южнее Ниццы располагался в эоцен-олигоценовое время какой-то относительно высокий кристаллический массив, тогда как современный массив Аржантера был еще столь низок, что никак не мог являться поставщиком обломочного материала в южном направлении. Впоследствии этот гипотетический кристаллический массив погрузился в Средиземное море на глубину 4000 м, а массив Аржантера поднялся до отметок свыше 3000 м. Это одно из наглядных доказательств проявления очень интенсивных посторогенных вертикальных движений, как положительных, воздымающих, так и отрицательных, погружающих. Из-за очевидной роли



Ф и г. 171. Карта юго-восточной Франции, на которой показаны массив Аржантера и область развития песчаников Анно (точки) [51].



Ф и г. 172. Результаты седиментологического анализа эоцен-олигоценовых песчаников Анно в Приморских Альпах к югу от массива Аржантера [51].

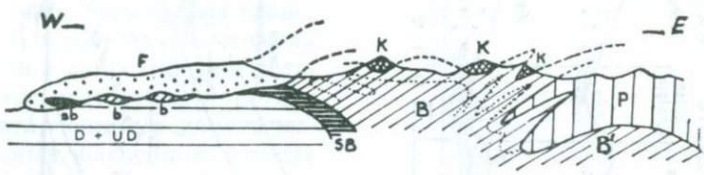
A — направление транспортировки осадков; *B* — соотношение песчаники — глинистые сланцы, стрелки показывают на уменьшение соотношения; *C* — утонение песчаниковых слоев (показано стрелками); *A* — массив Аржантера; B — купол Барро; E — Эстерель (Прованс).

в складчатости и покровной тектонике горизонтальных движений значение для Альпийской цепи дифференцированных вертикальных движений коры всегда недооценивалось. Массив Аржантера и его окружение — наглядный пример роли вертикальных движений. Поскольку вертикальные движения необходимы нам в качестве мотора для гравитационной тектоники, доказательство проявления движений столь большой амплитуды — момент, весьма отрадный.

ВНУТРЕННИЕ ЗОНЫ

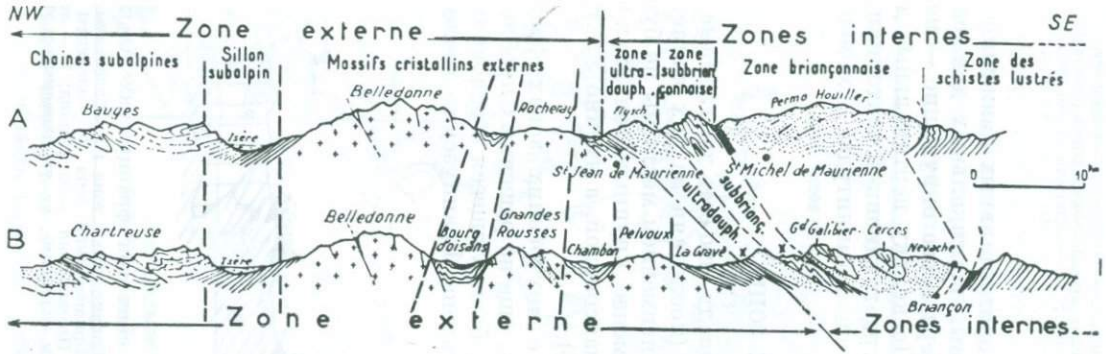
Во введении к этой главе мы уже показали, что есть две главные внутренние зоны: Брианconская и Пьемонтская (последняя из них является эквивалентом пеннид швейцарских Альп). За неимением места мы не будем останавливаться на характеристиках двух менее крупных зон, как правило выделяемых между зонами Дофине и Брианconской, а именно Ультрадофинской и Суббрианconской (фиг. 173—175).

Современный обзор представлений о внутренних зонах французских Альп со специальным освещением многих, еще не решенных проблем выполнен Барбье и др. [4]. Описание этих зон, базирующееся в основном на трех разрезах центрального региона, осуществлено Французским геологическим обществом [50].



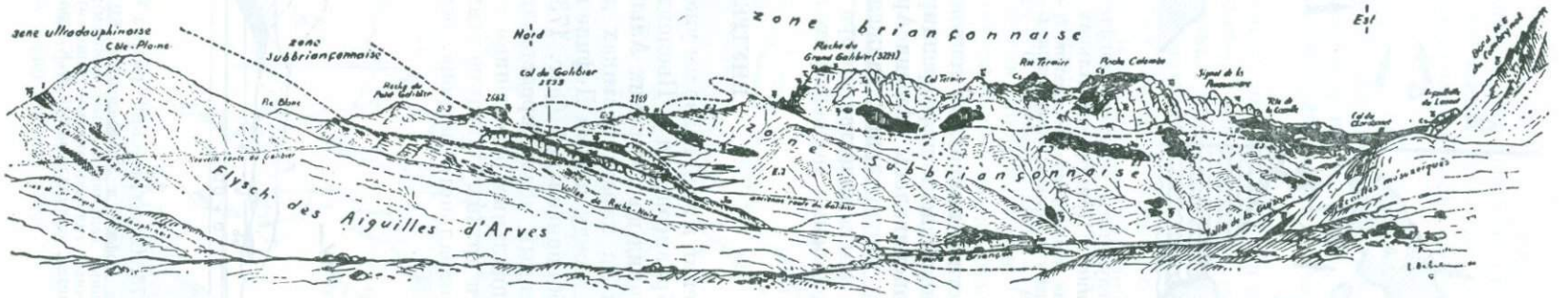
Ф и г. 173. Схематический разрез внутренних зон французских Альп [4].

D + UD — зона Дофине и Ультрадофине; SB — Суббрианconская зона (sb — элементы этой зоны, транспортированные гельминтоидным флишем); B — Брианconская зона (b — элементы этой зоны, транспортированные гельминтоидным флишем); P — Пьемонтская зона пеннид; F — покров гельминтоидного флиша, принадлежащий Р.К. (различным «клиппам», не упоминаемым в этом тексте).



Ф и г. 174. Два разреза центральной части французских Альп, на которых показана структура основных зон [22].

Вверху разрез по реке Арк и округу Морьенн, внизу — разрез по реке Романш (см. фиг. 173).



Ф и г. 175. Панорама, открывающаяся с Коль-дю-Лотаре, центральная часть французских Альп [22]

Показаны фации Ультрадофинской, Суббриансонской и Брианконской зон. Панорама соответствует части нижнего разреза фиг. 174, к востоку от Ла-Грава

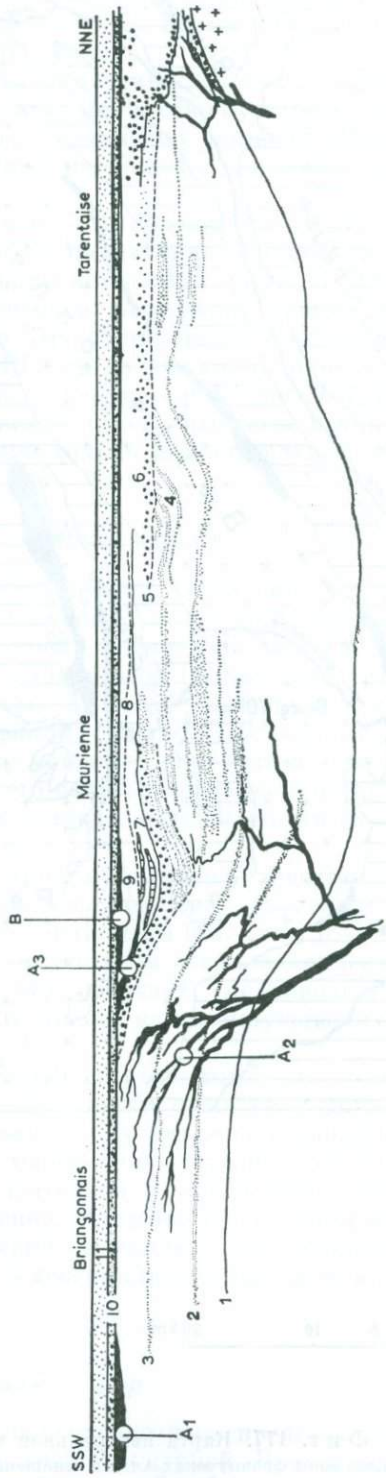
Брианconская зона

Брианconская зона выделяется среди других подразделений французских Альп и по стратиграфии, и по структуре. Уникальна стратиграфия как догерцинских верхнекаменноугольных отложений, так и постгерцинских мезозойских отложений в альпийской фации. Внутри этой зоны вергентность структур изменяется с западной в западной части до восточной в восточной части. В разрезе Брианconская зона представляет собой веерообразную структуру, широко известную под названием «брианconского веера» («éventail briançonnais» (фиг. 173).

Брианconские угленосные отложения

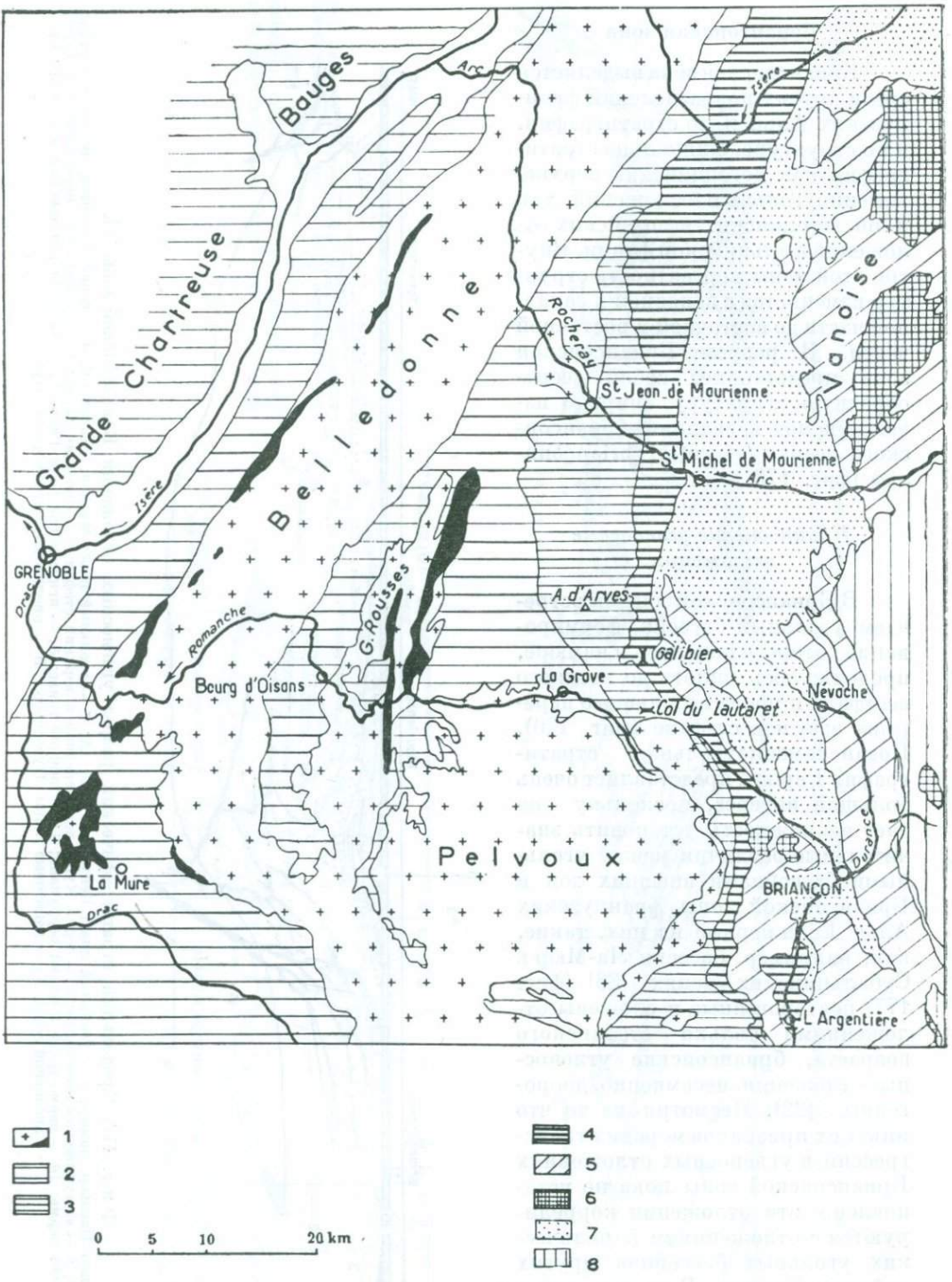
В Брианconской зоне мы встречаем угольный бассейн, формирование которого началось в намюре, продолжалось вплоть до позднего вестфала и после небольшого перерыва еще и в стефане (фиг. 176). Позднекаменноугольная стратиграфия Европы представляет очень большой интерес, поскольку она дает возможность установить значительные различия между угольными бассейнами внешних зон и Брианconской зоны французских Альп. Если первые из них, такие, как, например, бассейн Ла-Мюр в Субальпийских цепях [36] (фиг. 177) посторогенные и сложены отложениями только стефанского возраста, брианconские угленосные отложения, несомненно, доорогенные [22]. Несмотря на то что никаких признаков морских трансгрессий в угленосных отложениях Брианconской зоны пока не установлено, эти отложения коррелируются с отложениями паралических угольных бассейнов других районов Европы. В то же время угольные бассейны внешних зон французских Альп соответствуют лимническим бассейнам (стр. 80).

Другим стратиграфическим отличием угленосных отложений нор-



Фиг. 176. Продольный стратиграфический разрез угленосных отложений Брианconской зоны [4].

1 — угольный пласт Паскьер, намюр; *2* — угольный пласт Бенуа, вестфал; А; *3* — угольный пласт Мадлен, вестфал С; *4* — серия Тарантез, верхний вестфал и нижний стефан; *5* — «астурийское» несогласие; *6* — серия Куршевель, средний и верхний стефан; *7* — нижняя пермь; *8* — «саальское» несогласие; *9* — серия Пуасоньер, верхняя пермь; *10* — пермо-триас в фации веррукано; *11* — нижний триас; A_1 — игнимбриты реки Гиль; A_2 — микродиоритовые дайки и силлы Брианconской зоны; A_3 — дацитовые лавы Пуасоньер; В — риолитовые игнимбриты Пуасоньер.



Ф и г. 177. Карта центральной части французских Альп [22].

Показаны различные зоны французских Альп и отношения между лимническими угольными бассейнами внешней зоны (черное) и угольным бассейном Брианconской зоны. *1* — центральные массивы с постгерцинским угольным бассейном (черное); *2* — осадочные отложения зоны Дофине; *3* — зона Ультрадофине; *4* — Суббрианconская зона; *5* — неметаморфизованный пермо-карбон Брианconской зоны; *6* — метаморфизованный пермо-карбон Брианconской зоны; *7* — молодые осадки Брианconской зоны; *8* — покровы пеннид.

мальных паралических угольных бассейнов верхнего карбона является вулканическая активность Брианconской зоны. Это выражено в присутствии большого количества интрузивных даек, связанных с силлами, зачастую приуроченными к основанию угольного пласта. По самым различным данным, вулканическая активность относится к перми.

Брианconские угленосные отложения никогда не разрабатывались в промышленных масштабах, хотя известно множество кустарных выработок, разбросанных в глубоко выпаханных ледниковых долинах. Современные рекогносцировочные исследования также не привели к промышленной разработке этих отложений [18, 21].

В связи с брианconскими угленосными отложениями следует отметить еще два момента. Во-первых, слабое проявление герцинской орогении и, во-вторых, слабое проявление альпийского метаморфизма. На фиг. 176 мы наблюдаем только слабо выраженное несогласие между вестфалом и постгерцинским стефаном и пермью. Эта обстановка сопоставима с обстановкой на севере Нидерландов и ФРГ, где геосинклинальное накопление угленосных осадков не сопровождалось сколько-нибудь интенсивными орогеническими движениями и догерцинские угленосные отложения отделяет от постгерцинских пермских отложений только незначительное несогласие.

«Брианconская геоантиклиналь»

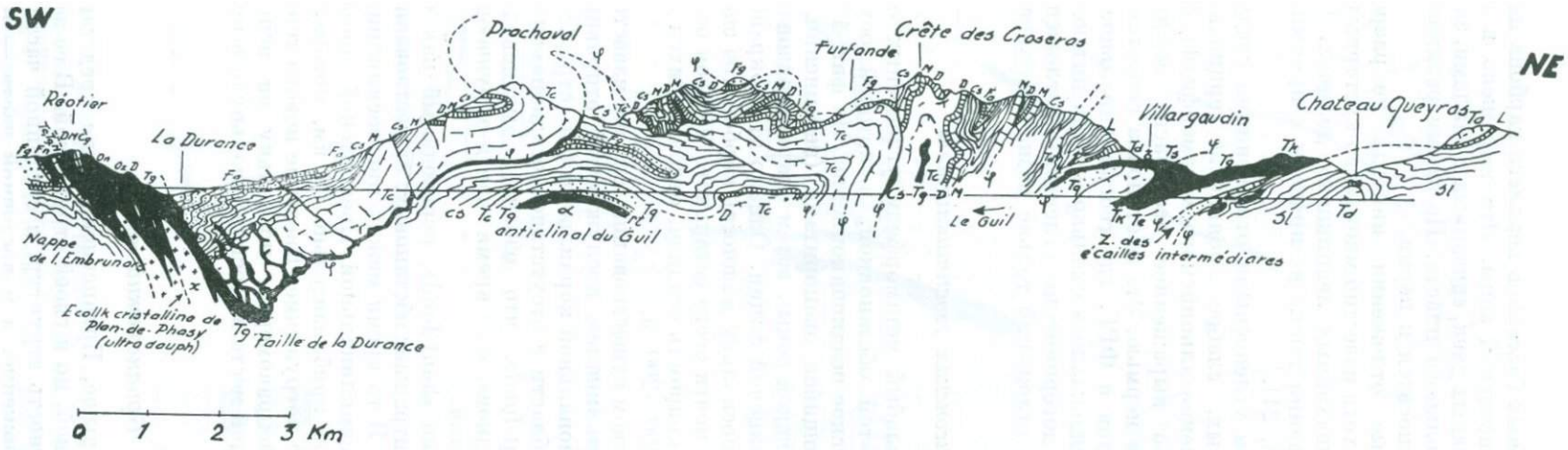
Вторая особенность — слабый метаморфизм угленосных отложений — непосредственно связана с той обстановкой, в которой осуществлялось в Брианconской зоне альпийское осадконакопление. На фиг. 150 мы видим, что разрез триаса, начинающийся эвапоритами (несомненно, важнейший фактор в тектонике Брианconской зоны), затем охарактеризован карбонатами, представленными в альпийской фации. Однако это сокращенная форма истинно альпийской фации, поскольку мощность карбонатов здесь достигает всего лишь 300 м. В течение почти всего остального мезозоя осадконакопления не происходило; общая мощность осадков, отложившихся за это время, составляет всего—навсего 100—200 м.

Это служит доказательством существования широко известной в литературе «Брианconской геоантиклинали», послужившей отправным моментом в борьбе с концепцией эмбриональной кордильеры (см. стр. 184). Во французской литературе такие области с отсутствием осадконакопления обычно обозначают термином «haut-fond», что означает «мелководная область, в которой не отлагалось осадков», в то время как в окружающих областях осадконакопление происходило.

Мне кажется, что термин «haut-fond», переводимый как «приподнятая часть морского дна», лучше отражает обстановку, существовавшую в Брианconской зоне в юре и мелу. В то время между миогеосинклинальной зоной Дофине на западе и эвгеосинклинальной Пьемонтской зоной на востоке располагалась зона шириной приблизительно 50 км, которая испытывала лишь весьма незначительное погружение. Введение нового термина «Брианconская геоантиклиналь» неправомерно, поскольку он использован для описания обстановки, имевшей место в геосинклинальную, а не в орогенную фазу альпийского цикла.

Брианconский веер

Как мы уже говорили выше, Брианconская зона представляет интерес не только своей стратиграфией, но и своей структурой. В ее западной части выражена северная вергентность структур, в срединной части наблюдается их почти вертикальное положение, а в восточной части — восточная вер-



Ф и г. 178. Разрез Брианconской зоны, на котором показана ее веерообразная структура («éventail briançonnais») [4].

Западный край Брианconской зоны, к западу от реки Дюранс, разбит молодым субвертикальным разрывным нарушением, вдоль которого поднят массив Пельву (к северу от этого разреза). В восточной части разреза, имеющей восточную «вергентность», внутренняя часть Брианconской зоны надвинута на «блестящие сланцы» (sl) Пьемонтской зоны. Амплитуда этого обратного надвига, или «ретрошарьяжа», составляет несколько десятков километров, о чем свидетельствует эрозионный останец триасовых доломитов (Td) в брианconской фации в кровле «блестящих сланцев» восточнее Шато-Кейраса (см. фиг. 179).

Ультрадофинская зона: O — келловей; x — кристаллический фундамент. Брианconская зона: Fn — базальный флиш; Cs — верхний мел M; — мальм; S — доггер; T — триас; Tk — ячеистые доломиты; Tq — кварциты; rt — пермо-триас; r — пермь; a — пермские андезиты.

Пьемонтская зона: Gg — песчанистый флиш Эмбрёнэ; sl — «блестящие сланцы»; rv — зеленокаменные породы, офиолиты; L — предпьемонтский лейас; φ — надвиг.

гентность. Эта структура хорошо показана на фиг. 173, 174, 178 и 179.

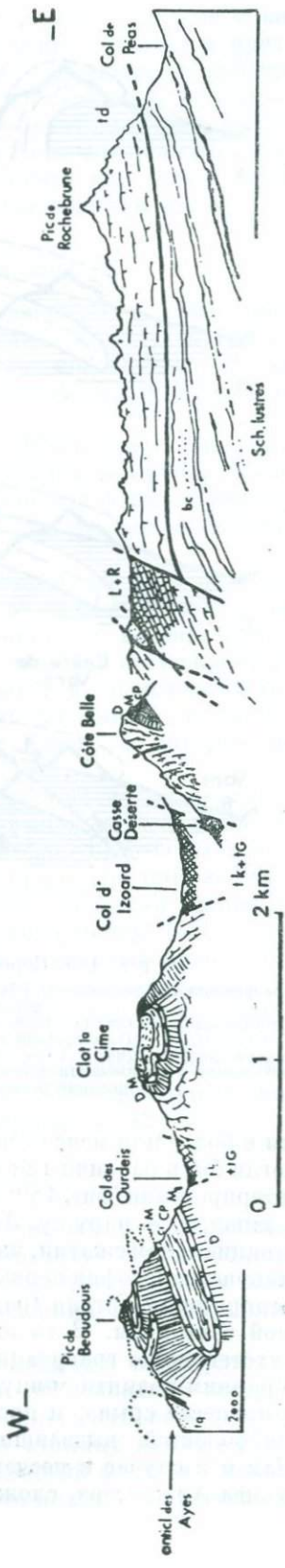
Как установлено, веерообразная структура, по-видимому, является результатом вторичного явления — «ретрошарьяжа», или обратного надвига. Вначале, вплоть до олигоцена, покровы формировались путем надвигания пород в западном направлении. Затем область массива Пельву испытала поднятие и часть покровов соскользнула обратно на восток. Восточная часть Брианconской зоны сейчас перекрывает более внутреннюю Пьемонтскую зону на расстоянии по меньшей мере 10 км.

Обратный надвиг был доказан только в самые последние годы. В швейцарских Альпах он выражен не столь определенно, как во французских Альпах. В качестве иллюстрации того, что меняются не сами породы, а только их тектоническая интерпретация, мы привели серию разрезов одной из частей Брианconской зоны (фиг. 180).

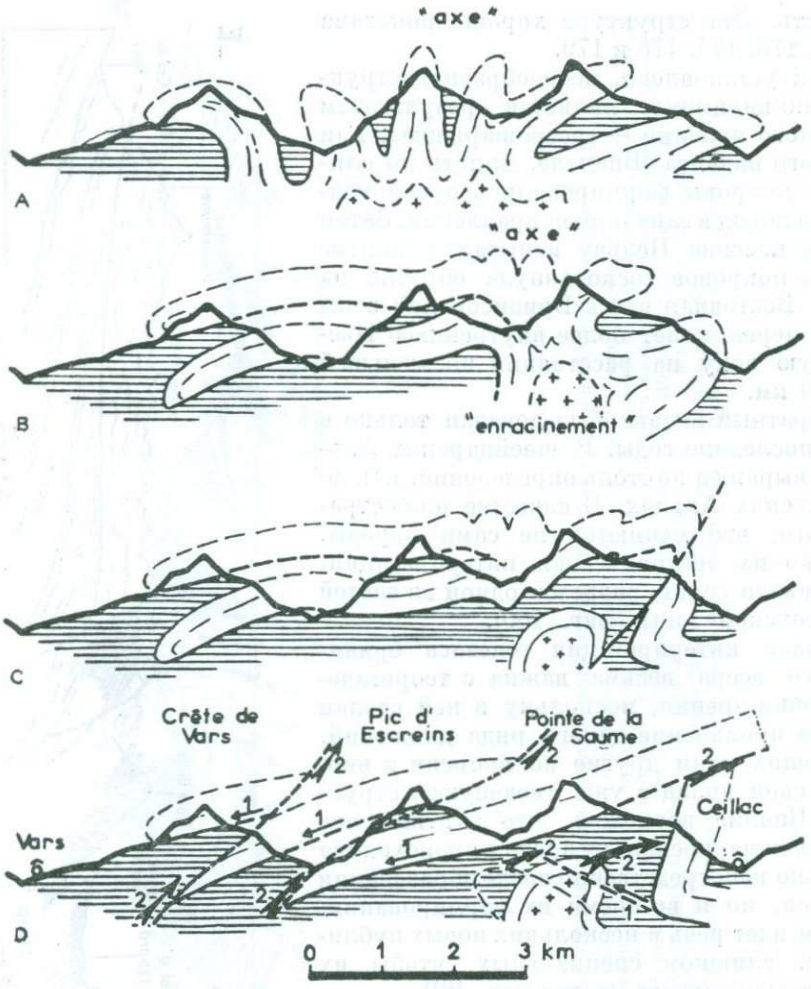
Новая интерпретация генезиса брианconского веера весьма важна с теоретической точки зрения, поскольку в ней сделан упор на проявление целого ряда движений, сменяющих одни другие во времени и вносящих свой вклад в уже имеющуюся структуру. Вполне возможно, что картина еще более сложна, поскольку эрозия происходила не только непосредственно после образования покровов, но и во время их формирования. Об этом идет речь в нескольких новых публикациях, слишком специальных, чтобы их здесь рассматривать (например, [6]).

Возможно, что современная структура и других участков французских Альп также обусловлена сложной последовательностью различных событий. Так, например, вполне возможно, что последующее поднятие центральных массивов обусловило осуществлявшиеся в западном направлении тектонические деформации «Субальпийской борозды» (стр. 253). Однако в зоне Дофине такие последующие деформации имели ту же вергентность, что и более ранние надвиги, и поэтому выявить их очень трудно, благодаря чему обстановка в Брианconской зоне, внутренней по отношению к центральным массивам, где ретрошарьяж имеет вергентность, противоположную вергентности более древних покровов, расшифровывается гораздо легче.

Явление обратного надвига в Брианconской зоне свидетельствует не только о том, что тектонические движения следовали одно за



Фиг. 179. Разрез восточной части Брианconской зоны к северу от разреза на фиг. 178 [15].
Показана амплитуда обратного надвига триасовых доломитов на «блестящие сланцы» в Пик-де-Рошебрюн.



Ф и г. 180. Серия исторических разрезов Эскрейна [24].

Показаны фундамент (крестиками), «блестящие сланцы» Пьемонтской зоны (штриховкой) и мезозойский чехол Брианконской зоны (белым).

A — интерпретация Киллиана, 1900 г.; B — интерпретация Бланше, 1935 г.; C — интерпретация Гогеля, 1950 г.; D — интерпретация Жидона, 1958 г.

В последнем разрезе цифра 1 со стрелкой указывает на тектонические движения, происходившие в ранний период формирования покрова, а цифра 2 со стрелкой — на движения, происходившие в более поздний период обратного надвига, или «ретрошарьяжа».

другим в более или менее сложной последовательности, но также и о том, что они могли быть различными по характеру и направлению. Все три более ранние интерпретации (фиг. 180) учитывают возможность движений только с востока на запад, т. е. наружу. Это, конечно, вполне соответствует представлению о тангенциальном сжатии, жесткой глыбе, движущейся вдоль какого-то упора — такова философия первых двух интерпретаций. Однако это соответствует и интерпретации Гогеля (разрез *C* фиг. 180) в духе одностепенной гравитационной тектоники. В то же время явление обратного надвига указывает на двухстепенную гравитационную тектонику. Она могла быть обусловлена более ранним поднятием внутренней зоны, приведшим к образованию покровов в процессе срыва, и последующим поднятием массива Пельву и прилежащих областей, вызвавшим обратный надвиг.

Как и в случае с песчаниками Анно (стр. 263—265), развитыми к югу от массива Аржантера, сложная последовательность тектонических событий,

как показывают более детальные исследования, свидетельствует о своего рода осцилляции блоков земной коры. Тектонические события в пределах данного складчатого пояса обусловливаются далеко не единственной причиной. Тектоника не есть нечто одноактное. Конечная структура определяется не только начальной структурой, но целой последовательностью факторов. В случае с брианconским веером и песчаниками Анно мы должны постулировать обратно-поступательные движения фундамента как мотор проявляющихся в различных направлениях гравитационных реакций чехла.

Пенниды, или Пьемонтская зона

Рассмотрев несколько более детально Дофинскую и Брианconскую зоны, я вынужден перейти к краткому обзору пеннид французских и итальянских Альп. Географически они слагают восточное крыло Альп. Их наиболее важный участок — Коттские Альпы—расположен между Брианconской зоной и массивом Дора-Майра.

Геологически они сопоставимы с пеннидами Швейцарии: они сложены палеонтологически не охарактеризованными или почти не охарактеризованными обломочными отложениями в эпиметаморфической фации с относительно большим количеством включений офиолитов. Это бюнднерские или блестящие сланцы.

Возраст комплекса обломочных пород в Пьемонтской зоне не известен. Конти [10, 11] говорит о комплексной толще, включающей отложения от триаса до лейаса. Другие исследователи [4] ограничивают возраст комплекса лейасом. Вполне возможно, что дальнейший анализ даст возможность доказать присутствие здесь двух толщ разного возраста и происхождения [46].

Единственным элементом пеннид, не принадлежащим к комплексу блестящих сланцев, является гельминтоидный флиш, о котором пойдет речь в следующем разделе.

Как и в пеннидах швейцарских Альп, доальпийские кристаллические породы выходят на поверхность в Пьемонтской зоне в двух больших «внутренних массивах»— Гран-Паради и Дора-Майра (фиг. 139). Однако не ясно, являются ли эти массивы тектонически параавтохтонными, или же они образуют древние ядра покровов блестящих сланцев (т. е. слагают ли они фундамент или же принадлежат альпийскому складчатому поясу) [45].

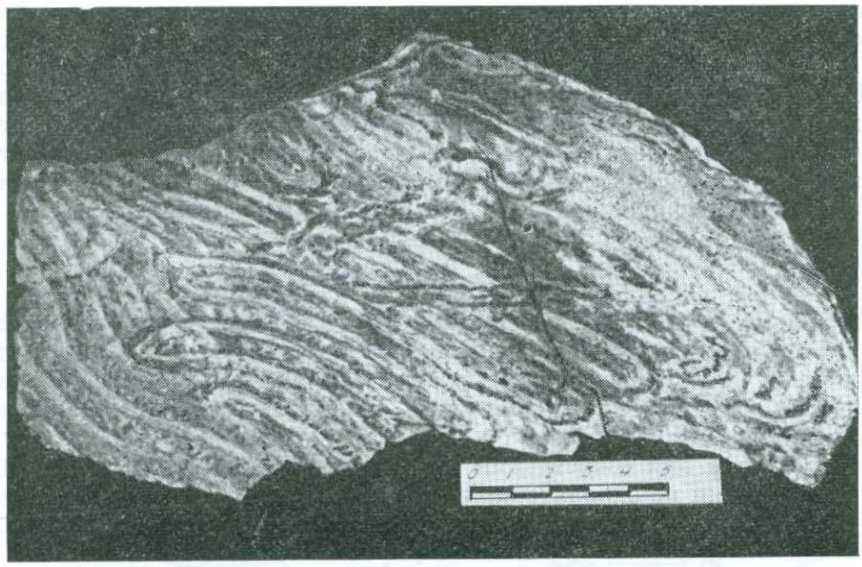
Между Брианconской и Пьемонтской зонами можно выделить множество подзон как по их современному положению, так и по предполагаемым бассейнам осадконакопления. Таким образом, между двумя главными зонами существует, по-видимому, более или менее постепенный переход. Однако следует заметить, что какие бы то ни было корреляции затрудняются из-за сильного альпийского смятия. О промежуточных подзонах более детальные сведения читатель может найти в работах Барбье и Лемуана [4, 42, 43].

Гельминтоидный флиш

Мы имеем возможность дать только краткий обзор этой важнейшей серии. Она также представляет собой однообразную серию обломочных пород, однако не метаморфизованных; на некоторых поверхностях напластования наблюдается сложная система следов ползания морских моллюсков *Helminthoides* (фиг. 181).

Первоначально такой флиш, рассматривавшийся как часть флиша внешних зон, датировался мелом, главным образом на основании микрофауны (*Globotruncana*). Теперь считают, что он представляет глубоководные образования — турбидиты и слагает самую верхнюю единицу пеннид [4].

Как уже указывалось (стр. 226), гельминтоидный флиш в Альпах присутствует в трех покровах, приуроченных к более или менее внешним зонам.



Фиг. 181. Поверхность слоистости, покрытая гельминтоидами.

Они располагаются в швейцарских Альпах и во Франции (покровы Эмбрёнэ и Ницца) (фиг. 139). Кроме того, гельминтоидный флиш присутствует в северных Апеннинах (фиг. 182).

Были высказаны предположения, что гельминтоидный флиш формировался в обширном осадочном бассейне, располагавшемся между бассейном блестящих сланцев и Апеннинами [39, 40]. Такая палеогеографическая интерпретация осложняется трудностью решения вопроса о том, где находились воздымающиеся блоки земной коры, служившие поставщиками обломочного материала, слагающего эту серию.

Однако все еще не решен вопрос о том, является ли гельминтоидный флиш только фацией верхнего мела, развитой в различных бассейнах, или же современные покровы гельминтоидного флиша действительно связаны между собой не только единой областью осадконакопления, но и единой тектонической историей.

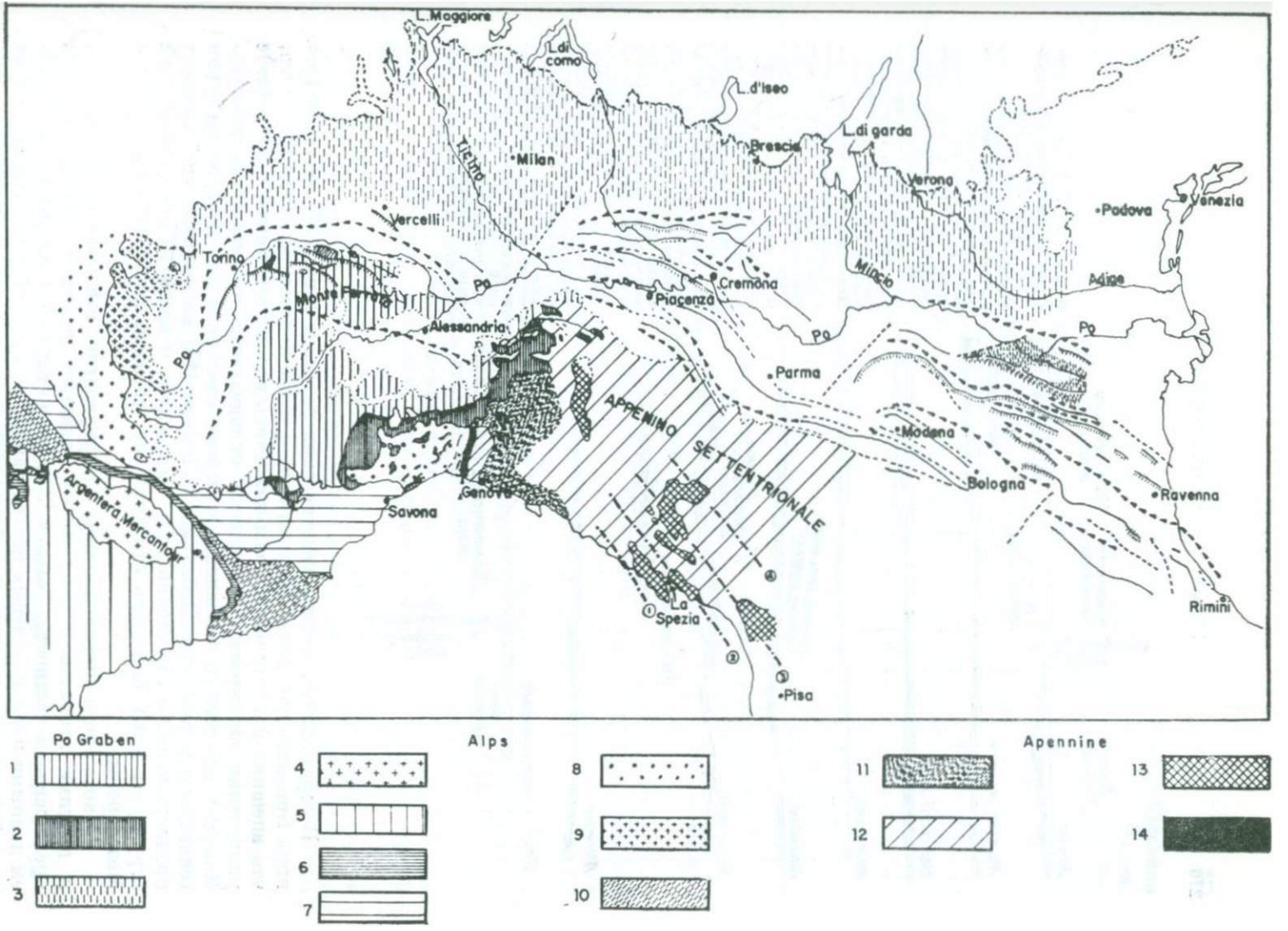
СОПРЯЖЕНИЕ АЛЬП И АПЕННИН

Гельминтоидный флиш и офиолиты мы находим как в Альпах, так и в Апеннинах, однако, несмотря на многие другие черты сходства, между этими двумя членами Альпийского складчатого пояса есть и существенные различия. Наиболее резким различием является то, что французские Альпы имеют западную, а Апеннины, напротив, восточную вергентность.

Не имея возможности вдаваться в подробности, отмечу только, что в последние годы широко распространилось представление о том, что зона Сестри—Вольтаджио, протягивающаяся к западу от Генуи, служит линией раздела между Альпами и Апеннинами [7] (фиг. 182). Эта зона образована множеством интенсивно дислоцированных, почти вертикальных тектонических единиц [35]. Она представляет собой крупный рубец земной коры, некоторым образом сопоставимый с «корневой зоной» Альп.

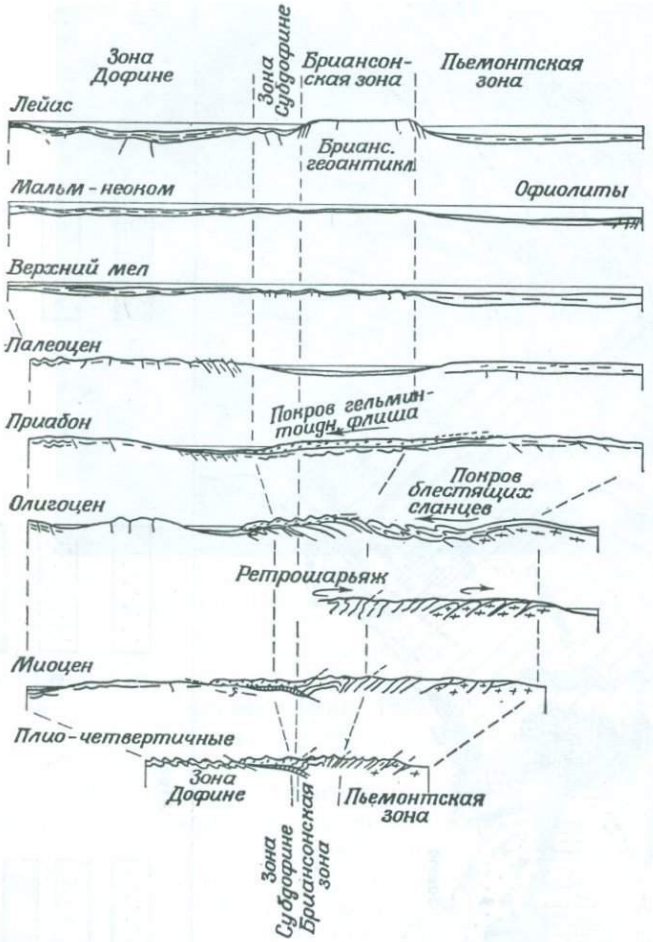
СХЕМА ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ФРАНЦУЗСКИХ АЛЬП

Обзор истории развития французских Альп начиная с лейаса выполнен Дебельма и Лемуаном [14] (фиг. 183). Более детальные сведения мы находим в работе Дебельма [13].



Ф и г. 182. Схематическая карта зоны, пограничной между Альпами и Апеннинами [39].

1—3 — впадина реки По: *1* — неоген, *2* — олигоцен, *3* — зона «Pede Alpine»; *4—10* — Альпы: *4* — центральные массивы, *5* — осадочный чехол внешних зон французских Альп, *6* — Суббриансонская зона, *7* — Брианconская зона, *8* — «блестящие сланцы», *9* — кристаллические породы (массив Дора-Майра), *10* — покровы гельминтоидного флиша Пьемонтской зоны; *11—14* — Апеннины: *11* — гельминтоидный флиш, *12*, *13* — другие единицы Апеннин, *14* — зона Сестри — Вольтаджио.



Фиг. 183. Обзор послетриасовой истории французских Альп [14].

В лейасе существовало ярко выраженное различие между внешним бассейном осадконакопления, в котором шло развитие фации Дофине, и внутренним бассейном с «блестящими сланцами» Пьемонтской зоны. Бассейны разделены так называемой Бриансонской геоантиклиналью. Это различие существовало в течение юры и мела. В Пьемонтской зоне офиолиты образовали включения в «блестящих сланцах» в мелу, а гельминтоидный флиш был сформирован в позднем мелу. В палеоцене зона Дофине испытала складкообразование, в то время как Бриансонская зона и, конечно, также зона Ультрадофине, погружалась и в ней отлагались осадки типа флиша. В позднем эоцене верхняя часть осадочного чехла пеннид соскользнула, образовав покров гельминтоидного флиша (I.h.). Затем последовало образование покрова (или покровов) «блестящих сланцев» (s.l.), сопровождавшееся тектонической деформацией Бриансонской зоны. Поднятие области между зоной Дофине и Бриансонской зоной привело к обратному надвигообразованию в восточной части Бриансонской зоны. Дальнейшее поднятиез неогене и антропогене привело к интенсивной эрозии, создавшей современный рельеф.

В серии схематических генетических разрезов (фиг. 183) внешняя граница Бриансонской зоны занимает одно и то же положение. Представляется, что внешняя и внутренняя зоны двигались вдоль этой линии в результате укорочения эпидермиса в процессе складчатости и покровообразования. Конечно, это только условное допущение, сделанное при построении серии генетических разрезов. Дебельма и Лемуан [14] не высказывают никаких предположений в отношении того, как далеко и какие из зон современной структуры Альп двигались относительно, скажем, стабильного континента Мезоевропы.

Такого рода предположения неоднократно высказывались, однако, и другими исследователями; весьма изящное решение данного вопроса предложено, в частности, Гогелем [33]. Но до тех пор, пока мы не располагаем данными палеомагнитных исследований, по крайней мере для некоторых частей французских Альп, подобные реконструкции преждевременны.

КОРРЕЛЯЦИИ

Теперь рассмотрим вопрос о сходстве между различными единицами, выделяемыми в швейцарских и французских Альпах.

Начав с внутренних структур, мы показали, что во французских и итальянских Альпах нет эквивалентов ни Южных Альп, ни корневой

зоны, что объясняется позднейшим посторогеническим погружением бассейна По, которое захватило эти зоны от области, расположенной к югу от Ивреа. Возможно, они присутствуют на глубине, что пока весьма проблематично. Кроме того, при погружении, принимаемом для бассейна По в 10—20 км, нельзя не удивляться степени метаморфизма, который эти единицы, во всяком случае, претерпели.

Для пеннид и Пьемонтской зоны общепризнана однородность и в отношении структуры, и в отношении стратиграфии.

С другой стороны, Бриансонская зона не может быть должным образом прослежена в Швейцарии. Представляется, что эта обособленная единица французских Альп либо покрыта, либо перекрыта системой покровов пеннид.

В то же время зону Дофине обычно рассматривают как эквивалент швейцарских гельветид. Однако такое сравнение отпадает по нескольким причинам. Стратиграфия мезозоя обеих единиц довольно сходна, но в зоне Дофине флиш развит слабо. Кроме того, зона подверглась складкообразованию на очень раннем этапе своей истории, в палеоцене, и не имеет покровных структур.

Сходство стратиграфии мезозоя привело к некоторому смешению стратиграфических и структурных критериев. Это — типичный результат аржановской сентенции, согласно которой в орогении альпийского типа структура всегда должна быть связана с фациями.

Ошибочность такого положения становится особенно очевидной, если вспомнить, что стратиграфия мезозоя сопоставима не только в гельветидах и зоне Дофине, но и в горах Юра и даже до некоторой степени в молодых бассейнах, таких, как восточная часть Парижского бассейна и Швабский бассейн на юге ФРГ.

Обширные области аналогичного стратиграфического развития мезозоя остались практически ненарушенными или же претерпели складкообразование без возникновения покровов, как, например, в горах Юра и зоне Дофине, или же в них развивалась система покровов, как в гельветидах.

Со структурной точки зрения, судя по времени складчатости, отсутствию флиша и тектоническому стилю, зона Дофине скорее коррелируется с горами Юра, нежели с гельветидами.

Между прочим, это дает возможность устранить старые разногласия о том, где проводить границу между горами Юра и зоной Дофине. Как видно из фиг. 154, обе западные структуры зоны Дофине могут быть прослежены к северу от реки Изер в горы Юра. Резких структурных и стратиграфических границ здесь нет. Роль меловых отложений в северном направлении постепенно уменьшается, и в горах Юра эти структуры сложены в основном отложениями юрского возраста. Однако в направлении на северо-восток между зоной Дофине и самыми южными покровами гельветид тектоническая граница выражена весьма резко.

ЛИТЕРАТУРА

1. Barbier R., Les zones ultradauphinoises et subbriançonnaises entre l'Arc et l'Isère, Mém. Carte Géol. France, 291, 1948.
2. Barbier R., L'importance de la tectonique «anténummulitique» dans la zone ultradauphinoise au nord du Pelvoux, La Chaîne Arvinche, Bull. Soc. Géol. France, 6 (6), 355—370, 1956.
3. Barbier R., Réflexions sur la zone dauphinoise et la zone ultradauphinoise, In M. Durand Delga, Editor, Livre à la Mémoire du Professeur Paul Fallot, II, Soc. Géol. France, Paris, 321—329, 1963.
4. Barbier R., Bloch J. P., Debelmas J., Ellenberger F., Fabre J., Feys R., Gidon M., Goguel J., Gubler Y., Lanteaume M., Latreille M., Lemoine M., Problèmes paléogéographiques et structuraux dans les zones internes des Alpes occidentales entre Savoie et Méditerranée, In Durand

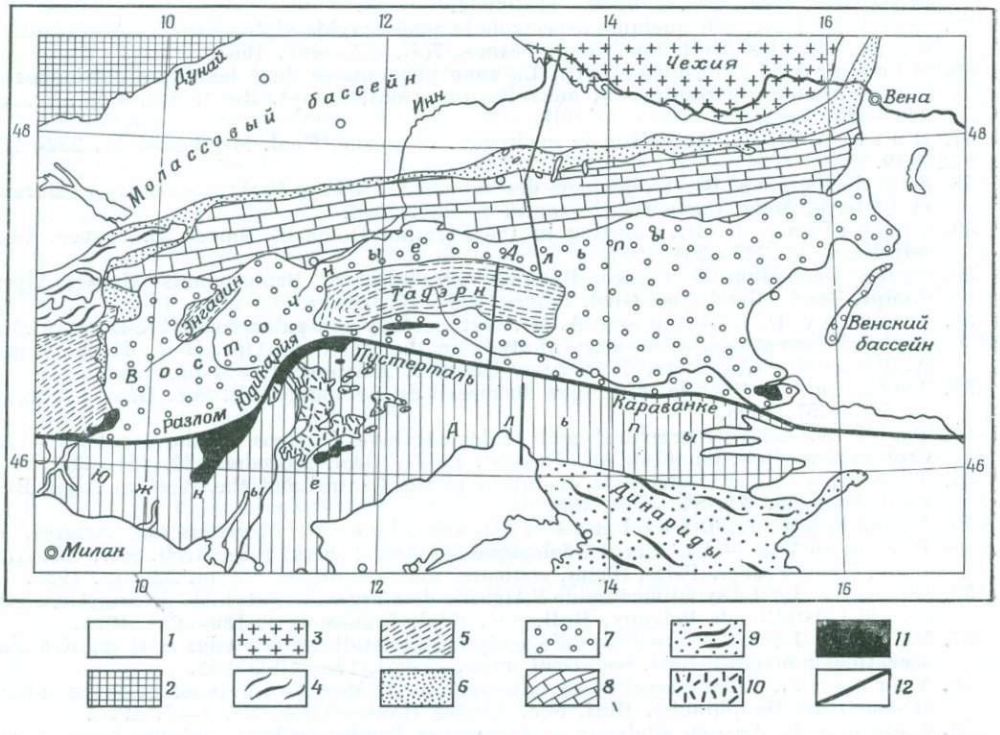
D e l g a, Editor, Livre à la Mémoire du Professeur Paul Fallot, II, Soc. Géol. France, Paris, 331—377, 1963.
5. B e l l a i r P., Pétrographie et tectonique des Massifs Centraux de la France, 1, Le Haut Massif, Mém. Carte Géol. France, 1—354, 1948.
6. B l o c h J. P., Nappe de cisaillement et érosion précoce dans les Alpes ligures, Compt. Rend. Acad. Sci., Paris, 260, 4016—4019, 1965.
7. B o n i A., Lignes et problèmes tectoniques du secteur nord-ouest de l'Apennin septentrional, Bull. Soc. Géol. France, 7 (4), 644—656, 1963.
8. B o r d e t P., Le Dôme permien de Barrot (a. M.) et son aureole de terrains secondaires, Bull. Serv. Carte Géol. France, 228, 1—89, 1950.
9. B o r d e t P., B o r d e t C., Belledonne — Grandes Rousses et Aiguilles Rouges — Mont Blanc, Quelques données nouvelles sur leurs raports structuraux, In M. D u r a n d D e l g a, Editor, Livre à la Mémoire du Professeur Paul Fallot, II, Soc. Géol. France, Paris, 309—316, 1963.
10. C o n t i S., Studi geologici sulle Alpi occidentali, 1, 2, Bol. Serv. Geol. Italia, 75, 491—525, 1953.
11. C o n t i S., Studi geologici sulle Alpi occidentali, 3, Bol. Serv. Geol. Italia, 77, 275—326, 1955.
12. D e b e l m a s J., Les zones subbriançonnaises et briançonnaises occidentale entre Vallouise et Guilestre (Haute Alpes), Mém. Carte Géol. France, 1—164, 1955.
13. D e b e l m a s J., Essai sur le déroulement du paroxysme alpin dans les Alpes franco-italiennes, Geol. Rundschau, 53, 133—152, 1964.
14. D e b e l m a s J., L e m o i n e M., La structure tectonique et l'évolution paléogéographique de la chaîne alpine d'après les travaux récents, Inform. Sci., Paris, 1, 1—33, 1964.
15. D e b e l m a s J., G i d o n M., H a c c a r d D., Réunion extraordinaire de la Société géologique de France, Briançonnais (Hautes Alpes), Compt. Rend. Soc. Géol. France, 1964, 433—471, 1965.
16. D e L a p p a r e n t A., Études géologiques dans les régions provençales et alpines entre le Var et la Durance, Bull. Serv. Carte Géol. France, 198, 1—31, 1938.
17. E l l e n b e r g e r F., Étude géologique du pays de Vanoise, Mém. Carte Géol. France, 1—545, 1958.
18. F a b r e J., Contribution à l'étude de la zone houillère en Maurienne et en Tarentaise (Alpes de Savoie), Mém. Bur. Rech. Géol. Minières, 2, 1—315, 1961.
19. F a l l o t P., Les chevauchements intercutanés de Roay (A.M.), Ann. Hébert Haug (Lab. Géol. Fac. Sci. Univ. Paris), 7, 161—170, 1949.
20. F a u r e - M u r e t A., Études géologiques sur le massif de l'Argentera — Mercantour et ses enveloppes sédimentaires, Mém. Carte Géol. France, 1—336, 1955.
21. F e y s R., Étude géologique de Carbonifère briançonnais (Hautes Alpes), Mém. Bur. Rech. Géol. Minière, 6, 388, 1963.
22. F e y s R., G r e b e r Ch., D e b e l m a s J., L e m o i n e M., F a b r e J., Bassin houiller briançonnais, Congr. Intern. Stratigraph. Géol. Carbonifère, Compte Rendu, 5, Paris, 1963, 1, 93—116, 1964.
23. G è z e B., Caractères structuraux de l'Arc de Nice In M. D u r a n d D e l g a, Editor, Livre à la Mémoire du Professeur Paul Fallot, II, Soc. Géol .France, Paris, 289—300, 1963.
24. G i d o n M., A propos de l'éventail briançonnais, Compt. Rend. Soc. Géol. France, 12—13, 1962.
25. G i d o n M., La zone briançonnaise en Haute-Ubaye (B. A.) et son longement au Sud-Est, Mém. Carte Geol. France, 1966.
26. G i g n o u x M., Géologie Stratigraphique, 4th ed. Masson, Paris, 1—735, 1950.
27. G i g n o u x M., M o r e t L., Géologie Dauphinoise ou Initiation à la Géologie par l'Étude des Environs de Grenoble, Masson, Paris, 1—391, 1944.
28. G o g u e l J., Description tectonique de la bordure des Alpes de la Bléone au Var, Mém. Carte Géol. France, 1—360, 1936.
29. G o g u e l J., Tectonique des chaînes subalpines entre la Bléone et la Durance, Bull. Carte Géol. France, 202, 1—48, 1939.
30. G o g u e l J., Recherches sur la tectonique des chaînes subalpines entre le Ventoux et le Vercors, Bull. Serv. Carte Géol. France, 223, 1—46, 1948.
31. G o g u e l J., Géologie Régionale de la France, 8, Les Alpes de Provence, Hermann, Paris, 1—124, 1953.
32. G o g u e l J., Les problèmes des chaînes subalpines, In M. D u r a n d D e l g a, Editor, Livre à la Mémoire du Professeur Paul Fallot, II, Soc. Géol. France, Paris, 301—307, 1963.
33. G o g u e l J., L'interprétation de l'arc des Alpes occidentales, Bull. Soc. Géol. France, 7 (5), 20—33, 1964.
34. G o g u e l J., Traité de Tectonique, 2nd ed. Masson, Paris, 1—457, 1965.
35. G ö r l e r K., I b b e k e n H., Die Bedeutung der Zone Sestri — Voltaggio als Grenze zwischen Alpen und Apennin, Geol. Rundschau, 53, 73—83, 1964.
36. H a u d o u r J., S a r r o t - R e y n a u l d J., Le Carbonifère des zones externes des Alpes françaises, Congr. Intern. Startigraph., Géol. Carbonifère, Compte Rend., 5, Paris, 1963, 1, 119—173, 1964.

37. Haug E., Traité de Géologie, Colin, Paris, 4, 2024, 1921.
38. Kuenen Ph. H., Faure-Muret A., Lanteaume M., Fallot P., Observations sur les flysch des Alpes maritimes françaises et italiennes, Bull. Soc. Géol. France, 6 (7), 11—26, 1957.
39. Lanteaume M., Considérations paléogéographiques sur la partie supposée des nappes de Flysch à Helminthoides des Alpes et des Apennins, Bull. Soc. Géol. France, 7(4), 625—643, 1963.
40. Lanteaume M., Haccard D., Labesse B., Lorenz C., L'origine de la nappe du Flysch à Helminthoides et la liaison Alpes — Apennins, In M. Durand Delga, Editor, Livre à la Mémoire du Professeur Paul Fallot, II, Soc. Géol. France, Paris, 257—272, 1963.
41. Lemoine M., Remarques sur les caractères de l'évolution de la paléogéographie de la zone briançonnaise au Seçondaire et au Tertiaire, Bull. Soc. Géol. France, 6(3), 105—122, 1953.
42. Lemoine M., La marge externe de la fosse piémontaise dans les Alpes Occidentales, Rev. Géograph. Phys. Géol. Dyn., Sér. 2, 4, 163—180, 1961.
43. Lemoine M., Le problème des relations des schistes lustrés piémontais avec la zone briançonnaise dans les Alpes cottiennes, Geol. Rundschau, 53, 113—132, 1964.
44. Mennessier G., Sur l'évolution tectonique et morphologique des chainons externes de l'Arc de Castellane entre le Verdon et la Siagne (Haute Provence), Rev. Géograph. Phys. Géol. Dyn., Ser. 2, 6, 91—113, 1964.
45. Michard A., Sur quelques aspects de la zonéographie alpine dans les Alpes cottiennes méridionales, Bull. Soc. Géol. France, 7(4), 477—491, 1963.
46. Michard A., Sturani C., La zone piémontaise dans les Alpes cottiennes du Cuneese, nouveaux résultats et nouvelles questions, Compt. Rend. Soc. Géol. France, 382—385, 1964.
47. Rutten M. G., Actualism in epeirogenetic oceans, Geol. Mijnbouw, 11, 222—228, 1949.
48. Schneegans D., La géologie des nappes de l'Ubaye-Embrunais entre la Durance et l'Ubaye, Mém. Carte Géol. France, 1—389, 1938.
49. Schuiling R. D., Jointing in the Permian Dome de Barrot, S. France, Geol. Mijnbouw, 18, 227—234, 1957.
50. Société Géologique de France, Réunion extraordinaire, Briançonnais (Hautes Alpes), Compt. Rend. Rend. Soc. Géol. France, 433—471, 1965.
51. Stanley D. J., Bouma A. H., Methodology and paleogeographic interpretation of flysch formations, a summary of study in the Maritime Alps, In A. H. Bouma, A. Brouwer, Editors, Turbidites, Elsevier, Amsterdam, 34—63, 1964.
52. Termier P., Sur la tectonique du massif du Pelvoux, Bull. Soc. Géol. France, 3, 24, 734—757, 1896.
53. Tobi A. C., Petrographical and geological investigations in the Merdaret — Lac Crop region (Belledonne Massif, France), Leidse Geol. Mededel., 24, 181—281, 1959.
54. Trümpy R., Paleotectonic evolution of the Central and the Western Alps, Bull. Geol. Soc. Am., 71, 843—908, 1960.
55. Valérien J., Debelmas J., Lemoine M., Ministère des Armées, Du Pelvoux au Viso — Un Survol Géologique des Alpes, Serv. Film Rech. Sci., Off. Natl. Univ. Écol. Franç., Paris, 16mm, couleurs, sonore optique, 351 m, 32 min, 1964.
56. Vernet J., Le synclinorium de l'Aiguille de Morges et le style de déformations alpines du Cristallin de Pelvoux, Bull. Soc. Géol. France, 6(1), 169—183, 1951.
57. Vernet J., Les déformations d'age alpin du cristallin du Pelvoux à la lumière d'observations nouvelles, Bull. Soc. Géol. France, 6(2), 175—190, 1952.
58. Vernet J., Idées nouvelles sur la tectonique du Massif du Pelvoux et de ses annexes (Dome Haut-Dauphinois), Bull. Soc. Études Hautes-Alpes, 46, 1—7, 1954.
59. Vernet J., La zone «Pelvoux — Argentera», Études sur la tectonique alpine du socle dans la zone des massifs cristallins externes du Sud des Alpes occidentales, Bull. Serv. Carte Géol. France, 275, 1—294, 1965.

Альпийская Европа. Восточные и Южные Альпы

ВВЕДЕНИЕ

Восточные и Южные Альпы рассматриваются в одной главе только ради сохранения нашей классификационной схемы. Несмотря на некоторые черты сходства, например, в развитии альпийского триаса, тектонически они весьма различны и разделены «корневой зоной». Кроме того, хотя наиболее широкую зону Южных Альп мы наблюдаем к югу



Фиг. 184. Схематическая карта Восточных и Южных Альп. Масштаб 1 : 5 000 000.

1 — молассовые бассейны; *2* — юра Швабии; *3* — герцинские возвышенности Чехии и восточной окраины Аарского массива; *4* — восточное окончание покровов пеннид; *5* — покровы пеннид; *6* — северная краевая зона, флиш с элементами гельветид на западе и с элементами пьенидских «клиппов» на востоке; *7* — «Центральные Альпы» Восточных Альп; *8* — Северные Известняковые Альпы; *9* — Динариды; *10* — пермские игнимбриты Больцано; *11* — третичные и четвертичные изверженные породы; *12* — «корневая зона». *А* — *В* — привязка разреза на фиг. 186.

от Восточных Альп, первые из них прослеживаются, как мы показали, значительно дальше на запад, вплоть до области Лугано, расположенной к югу от швейцарских пеннид (фиг. 184).

Восточные Альпы

Восточные Альпы представлены в основном покровами австрид и двумя тектоническими окнами Энгадин и Тауэрн, в которых выходят на поверхность расположенные ниже покровы пеннид. Кроме того, мы находим здесь

узкую зону предгорий, протягивающуюся вдоль всей северной границы этих Альп — раньше ее коррелировали со швейцарскими гельветидами. Основанием для этого явились, с одной стороны, большая роль флиша, а с другой — обнаружение в одном из разрезов системы покровов. Эта корреляция, как будет показано далее, в настоящее время признана неправомерной, но о ней следует помнить, поскольку она фигурирует на всех старых картах.

В Восточных Альпах мы находимся в исключительно благоприятном положении, располагая современной геологической картой масштаба 1 : 1 000 000, объяснительной запиской [5, 6] и сводкой по геологии Австрии, переведенной на английский и французский языки [28]. Кроме того, мы располагаем несколькими путеводителями к экскурсиям. Лучший и наиболее современный из них опубликован по случаю собрания в Вене в 1964 г. Немецкого геологического общества [12].

Новые представления о структуре северной границы Альп и величине надвигания Альп на молассовые бассейны базируются на данных проводящихся в последние годы разведочных работ на нефть [13, 48 и др.]. Начавшееся в молассовых бассейнах разведочное бурение на нефть распространилось на флишевую зону и в будущем захватит даже Северные Известняковые Альпы.

Помимо стратиграфического обзора Восточных Альп в Международном стратиграфическом словаре [58], в нашем распоряжении теперь есть современные сводки: по третичным отложениям — Яношека [46], по мезозою — Цапфе [117], по палеозою — Флюгеля [38], а по микропалеонтологии — Оберхаузера [74]. Для более детального изучения этой проблемы рекомендуем работу Шаффера [84].

Свой краткий обзор геологии Восточных Альп я дополню дискуссией по ряду спорных вопросов.

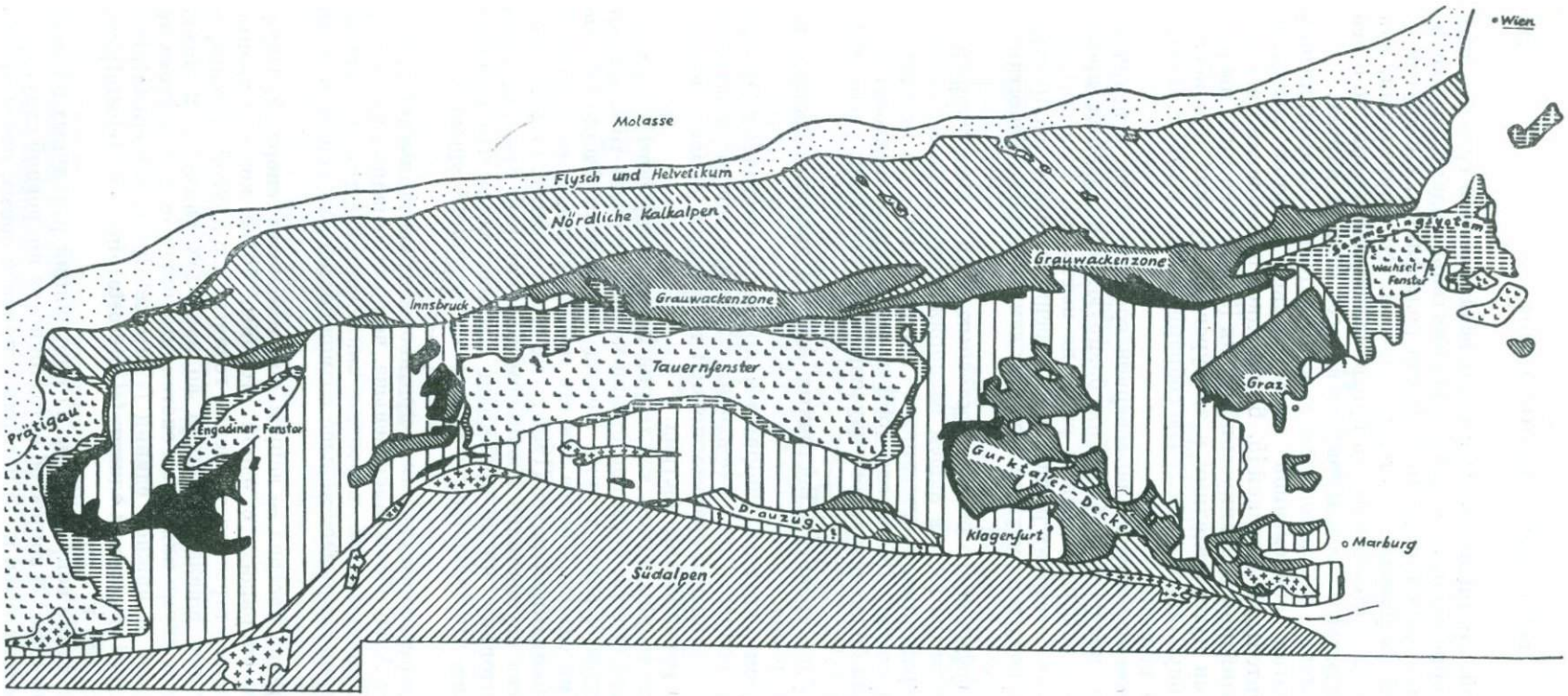
В настоящее время основным спорным вопросом в Восточных Альпах является не столько вопрос о происхождении Альп или вопрос о «тангенциальном сжатии в противовес гравитационной тектонике», сколько вопрос об интерпретации и расчленении австрид.

Геотектонические теории, такие, как теории Крауса или Ван-Беммелена, о которых мы упоминали в гл. 10, в настоящий момент не очень-то занимают умы геологов. Критика в адрес теории Крауса со стороны Фалло [32] не дошла до сознания ни самого Крауса, ни его последователей, но, с другой стороны, и новые публикации Крауса (1966 г.) не стали убедительнее. Анализ теории Ван-Беммелена осуществлен Кюппером [61], который принимает его гравитационную тектонику, но не принимает его геотуморы. Но в общем создается впечатление, что большинство геологов в настоящее время охладело к этим теориям.

Вопрос о «тангенциальном сжатии в противовес гравитационной тектонике» для Восточных Альп обсуждался меньше, чем для западных элементов Альпийской цепи. Причина этого, вероятно, заключается в том, что тектонический стиль австрид открывает меньше возможностей для решения этого спора.

Однако расчленение австрид — вопрос по-настоящему спорный. Образовалось две группы спорящих: с одной стороны, более консервативные и зачастую также более старые австрийские геологи, а с другой стороны — Тольман из Вены и его школа. Различия во взглядах сводятся к тому, построены ли австриды двумя или тремя системами покровов, т. е. состоят ли они только из верхней и нижней единиц («Unterostalpin», «Oberostalpin») или из нижней, средней и верхней единиц («Unterostalpin», «Mittelostalpin», «Oberostalpin») (фиг. 185 и 186).

Дискуссионны и такие вопросы, как: 1) корреляция различных элементов северной краевой зоны, 2) вопрос об автохтонности покровной структуры Северных Известняковых Альп и 3) история «корневой зоны», представлен-



1
2
3
4
5
6
7
8
9

Ф и г. 185. Карта Восточных Альп с главными единицами, выделенными Тольманом [98].

1 — покровы гельветид, переходящие в северную краевую зону, содержащую элементы гельветид, флиш и пьенидские «клиппы»; *2* — пенниды; *3* — нижние австриды; *4* — пермо-мезозой средних австрид; *5* — кристаллический фундамент средних австрид; *6* — мезозой верхних австрид; *7* — палеозой верхних австрид; *8* — периадриатические молодые интрузивы; *9* — Южные Альпы.

В этой интерпретации флиш Претигау (северо-восточная Швейцария), см. стр. 238, рассматривается как принадлежащий пеннидам. В других интерпретациях [17] флиш северной краевой зоны также относят к пеннидам.

В австридах Тольман выделяет три системы покровов, в противоположность своим предшественникам, выделявшим только две. В его интерпретации мезозой «Центральных Альп» (4) является (пара)автохтонным эквивалентом мезозоя Северных Известняковых Альп (6), в то время как палеозой граувакковой зоны (7) представляет собой неметаморфизованную часть фундамента (5).

ной здесь линейной последовательностью более или менее обособленных элементов — Линцских Доломитовых и Гайльтальских Альп, совместно образующих хребты Драуцуг и Караванки.

Северная краевая зона

Как уже говорилось, узкая зона, протягивающаяся вдоль северной границы Северных Известняковых Альп, называемая также флишевой зоной и интерпретировавшаяся раньше как восточное продолжение гельветид, является комплексной структурой.

Продвигаясь с запада, мы обнаруживаем, что в северо-восточной Швейцарии гельветиды наряду с Аарским и Готардским массивами при приближении к долине Рейна к северу от Кура резко погружаются в восточном направлении. Этим осевым погружением не захвачена только самая верхняя единица — покров Сентис, который еще продолжается на восток на расстояние 40 км перед Северными Известняковыми Альпами, прежде чем закончиться как тектоническая единица.

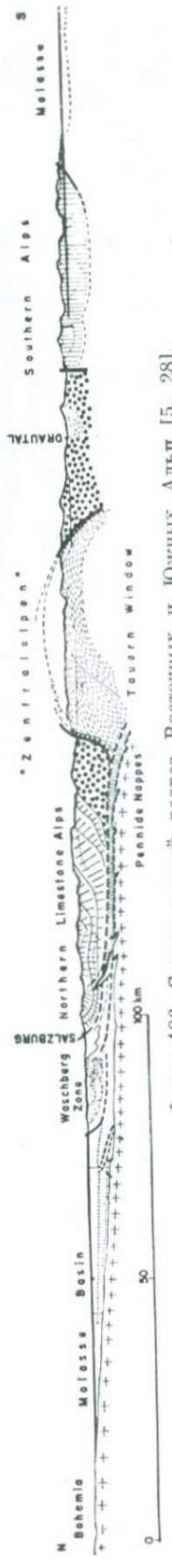
Известняковые элементы, сопоставимые с гельветидами, мы находим вплоть до района Зальцбурга. Они выступают в окружении мергелистых осадков, зачастую богато палеонтологически охарактеризованных (пестрые мергели) и представляющих собой более пелагическую фацию. Однако их структура резко отлична. Почти горизонтально залегающие покровы уже не встречаются; вместо них мы находим последовательность длинных, тонких чешуйчатых пластин, расположенных почти вертикально [79, 46, 47].

К востоку от Зальцбурга северная краевая зона сложена в основном кластическими детритовыми осадками типа флиша. Однако под флишем и в тектонических окнах мы еще находим пестрые мергели.

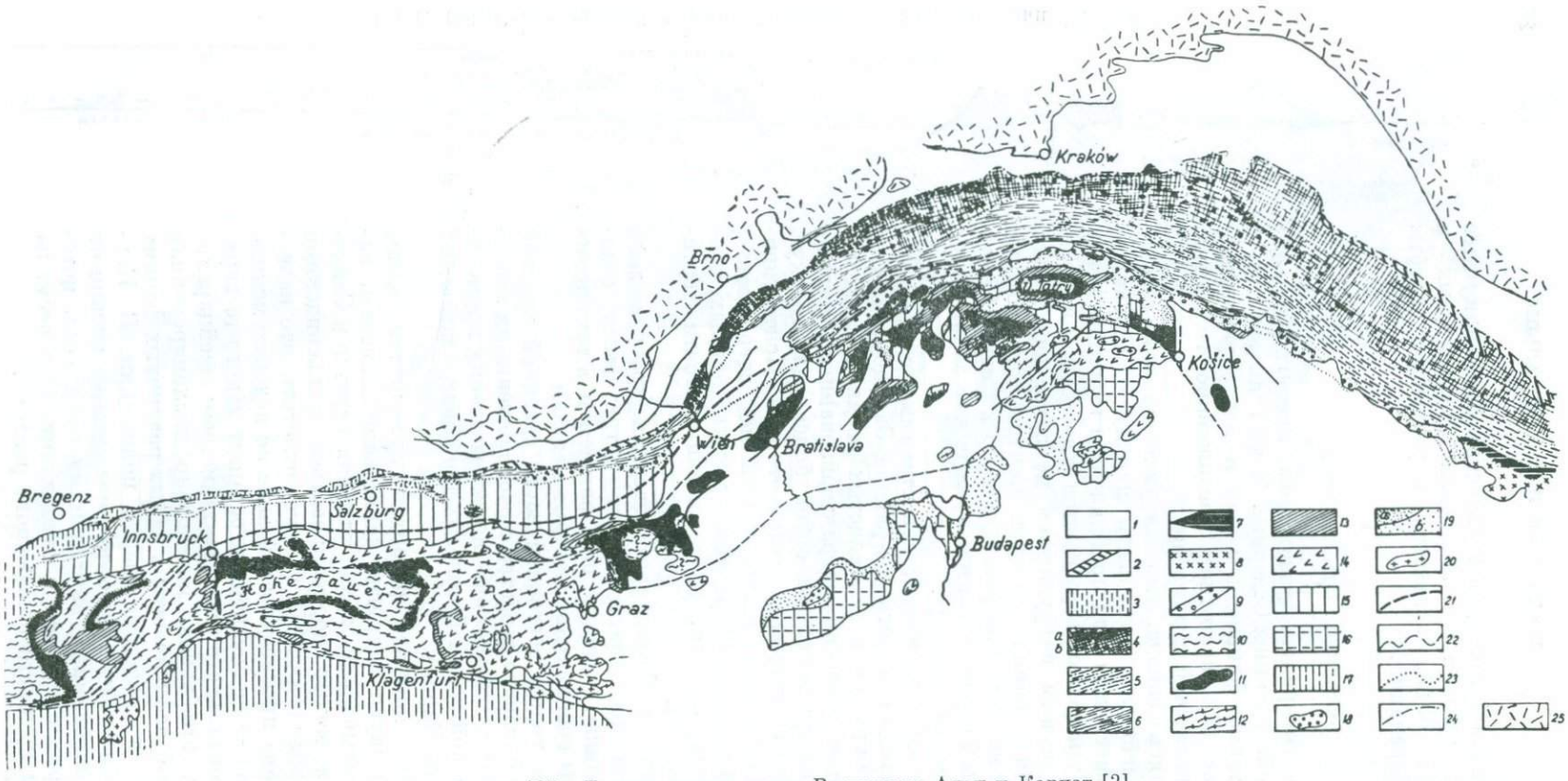
Флишевая толща восточной части северной краевой зоны не имеет близкого сходства с расположенными западнее гельветидами, однако она непосредственно коррелируется с широкой зоной флишевых покровов, слагающих внешнюю часть Карпат.

В пределах площади развития упомянутого выше флиша присутствуют и другие карпатские элементы, например так называемая зона клиппов Герстен и Санкт-Вейт, которая может коррелироваться с пьенидскими клиппами Карпат (фиг. 187). Следует отметить, что название «клипповая» присвоено этой зоне по недоразумению. Клиппы пьенид — не эрозионные останцы какого-то верхнего субгоризонтального покрова, такие, как швейцарские клиппы. Нет, это узкая, интенсивно дислоцированная зона, в которой все элементы в самых различных фациях располагаются в субвертикальном положении. В Карпатах они образуют линию раздела между внешними флишевыми покровами и внутренними покровами, которые могут коррелироваться с австридами. Они несут на себе признаки крупного поперечного разлома.

Коррелировать же, как делают некоторые авторы,

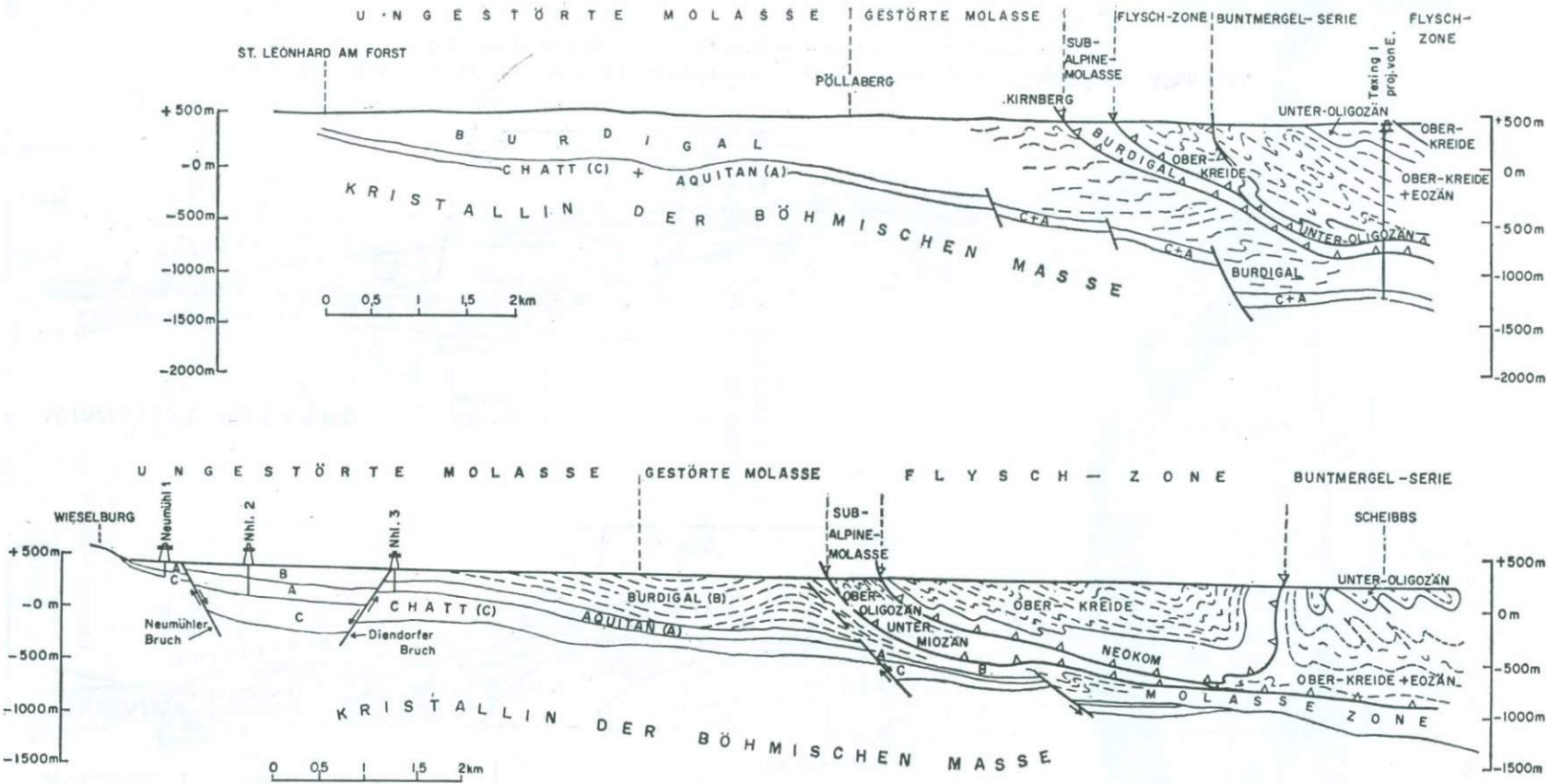


Фиг. 186. Схематический разрез Восточных и Южных Альп [5, 28].



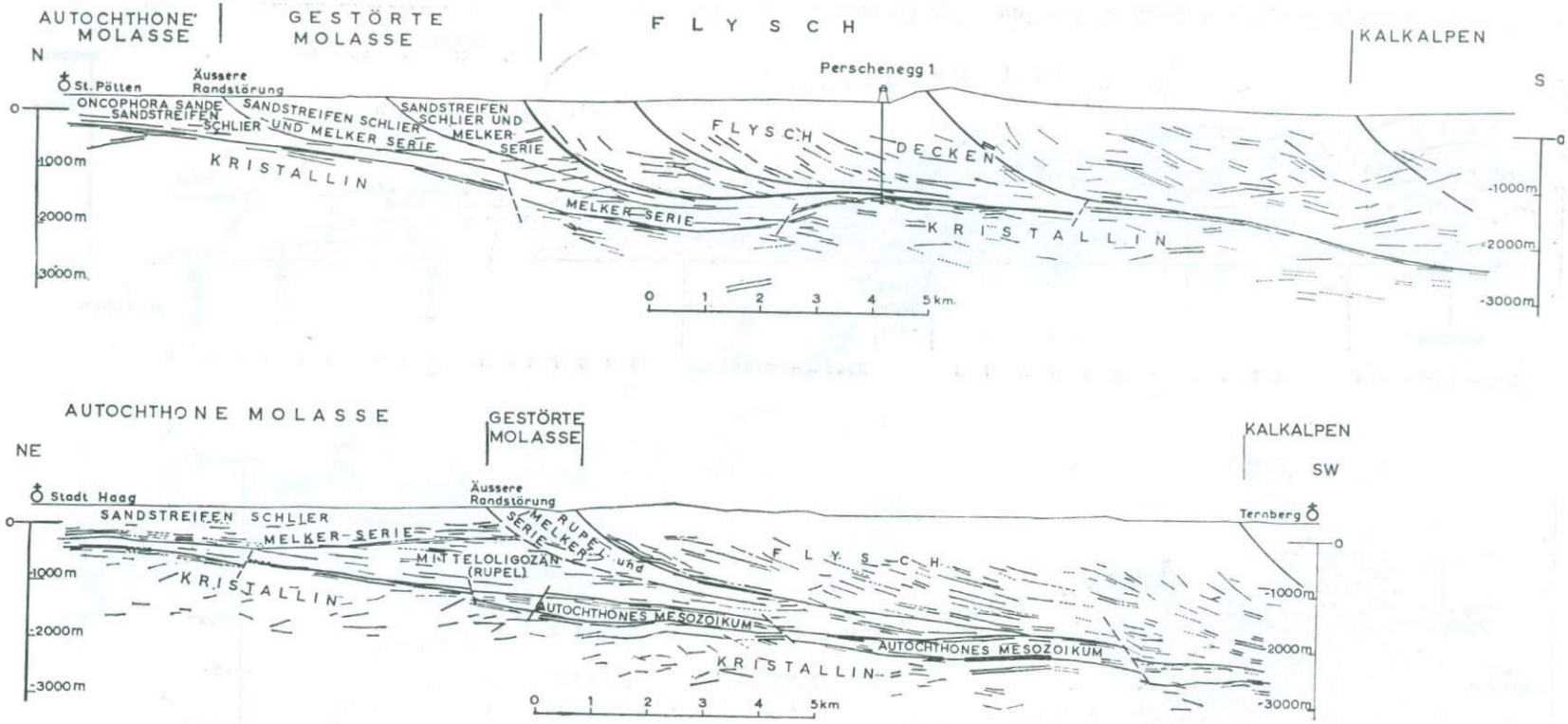
Ф и г. 187. Тектоническая схема Восточных Альп и Карпат [2].

1 — моласса, развитая вдоль фронта Альп; *2* — тектоническая деформированная моласса, развитая вдоль фронта Альп (зона Вашберг); *3* — гельветиды; *4* — *8* — внешние флишевые покровы Карпат: *4a* — покров Фридек, *4b* — Силезский покров, *5* — зона Дукля, *6* — Магурская зона, *7* — зона Рахов — Синая Восточных Карпат, *8* — зона Мармарош; *9* — клиповая зона пеннид; *10* — покровы пеннид; *11* — нижние австриды Восточных Альп, татриды Карпат; *12*—*13* — средние австриды и вепориды Карпат: *12* — докаменноугольный кристаллический фундамент, *13* — мезозой; *14*—*15* — верхние австриды, покров Хоч и покровы северных гемерид Карпат: *14* — палеозой, *15* — мезозой; *16* — мезозой южных гемерид; *17* — Южные Альпы; *18* — сенон; *19* — палеоген; *20* — молодые интрузивы; *21* — глубинный надвиг; *22* — догозауские надвиги; *23* — постэоценовые надвиги; *24* — внутримиоценовые надвиги; *25* — герцинские возвышенности к северу от Альп и Карпат.

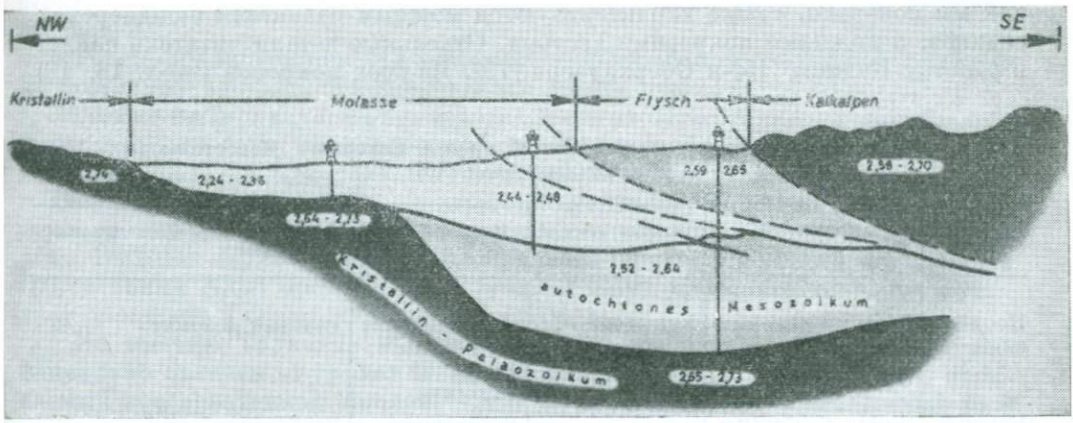


Ф и г. 188. Два разреза молассового бассейна, тектонически деформированной субальпийской молассы и северной краевой зоны к западу от Вены [13].

Кристаллический фундамент, выходящий на поверхность в герцинской возвышенности Чехии, может быть прослежен под молассовым бассейном и северной краевой зоной.



Ф и г. 189. Два разреза южного края молассового бассейна и северной краевой зоны Альп [48].
Верхний разрез проведен в 50, нижний — в 30 км западнее Вены.



Ф и г. 190. Схематический разрез от герцинской возвышенности Чехии через молассовый бассейн в Северные Известняковые Альпы (показано распределение скоростей сейсмических волн) [56].

флиш северной краевой зоны с пеннидами через окна Тауэрн и Энгадин можно, только находясь на позициях цилиндризма. Однако в любом случае недопустимо коррелировать с гельветидами или пеннидами всю северную краевую зону [98, 17], учитывая ее комплексный характер, отмеченный еще Андрусовым (фиг. 187).

На фиг. 188 и 189, построенных на данных, полученных при разведочном бурении на нефть, видно, что северная краевая зона интенсивно дислоцирована и ее главный надвиг направлен на юг.

Начав наш анализ с севера, на вершине Чешского массива под чехлом автохтонного мезозоя и молассы мы находим постгерцинский пенеплен, характеризующийся падением на юг. Перед собственно Альпами моласса тектонически деформирована и надвинута в северном направлении. Эту южную зону молассового бассейна называют Субальпийской молассой, или зоной Вашберг. В кровле зоны Вашберг расположены система чешуйчатых пластин флиша и клиппы пьенид, а над ним — в том же положении — надвинутые массы Северных Известняковых Альп.

Аналогичные разрезы для района Вены мы находим у Кюппера [59, 60]; дискуссия о скорости распространения сейсмических волн приведена в работе Крёля [56], фиг. 190.

Покровы австрид

Покровы австрид, или «Восточноальпийские покровы», состоят из трех элементов, весьма различных по стратиграфии и структуре. Это, во-первых, нижние австриды (Unterostalpin), ранее называвшиеся гризонидами. Они расположены на границе между Швейцарией и Австрией и являются своего рода переходной зоной между пеннидами и основной массой австрид. Основную массу австрид на основании чисто литологических признаков можно расчленить на южную и северную зоны. Южная зона представлена преимущественно кристаллическими центральными Альпами в противоположность северной зоне Северных Известняковых Альп, полностью имеющей осадочное происхождение.

Нижние австриды — это система, сформированная множеством мелких чешуйчатых покровов. Они сложены преимущественно кристаллическими сланцами, которые напоминают бюнднерские сланцы, составляющие ореол кристаллического фундамента, и триасом в альпийской фации. Весьма трудно провести точную границу между верхними покровами пеннид, которые,

как мы показали, также характеризуются мощным развитием бюнднерских сланцев, и нижними покровами австрид. Отдельные детали читатель найдет в работах Кадиша [15] и Оберхаузера [75]. Из всех покровов (табл. 18, 19)

Таблица 19

Схематическое сопоставление главных фаций триаса Северных Известняковых Альп и Южных Альп [40]

Ярусы	Баварский покров	Хальштаттский покров	Дахштейнский покров	Южные Альпы (Доломитовые Альпы, Динариды)
Норийский	Главный доломит	Хальштаттские известняки (глубоководная фация)	Дахштейнские коралловые известняки или доломиты	Главный доломит
Карнийский	Слои с *Cardites* (прибрежные)		Райбльские слои с *Cardites*	Райбльские слои
Ладинский	Веттерштейнские коралловые известняки Партнахские сланцы	Доломиты или известняки с цефалоподами	Доломиты Рамзау	Мергелистая фация (с туфами) — Коралловая фация Сен-Кассиан — Известняки — Шлернские Венген — Мармолада — доломиты Бухенштейн
Вирглорский	Вирглорские известняки Песчанистые мергели с миофориями			Доломиты с диплопоридами Песчанистые известняки с цефалоподами
Верфенский	Песчаники Конгломераты (фация веррукано)	Верфенские песчаники и сланцы (соленосные отложения Зальцкаммергута)		Песчаники и сланцы (соленосные отложения)

зона чешуй Ароза (Aroser «Schuppenzone») является, вероятно, наиболее типичным элементом нижних австрид.

По мнению многих авторов, далее на восток с австридами мы уже не встречаемся, даже в районе окна Тауэрн. Фалло [30, 31] использовал такую интерпретацию, чтобы показать, что даже в реконструкциях наиболее догматичных наппистов идея цилиндризма явно отсутствует. Представляется, что нижние австриды выклиниваются где-то между восточной Швейцарией и окном Тауэрн. Тольман (фиг. 185) в последние годы фактически осуществил корреляцию зон, окружающих окно Тауэрн, и зон, окружающих окно Вексель, обнаруженное недавно на восток от окна Тауэрн, с нижними австридами. Но я не уверен в том, что к этой корреляции его привела догма о непрерывности покровов, а не фактическая аналогия.

Высокая часть австрид (Центральные Альпы) сложена преимущественно кристаллическими породами. В качестве автохтонного чехла кристаллического фундамента выступают пермь и мезозой (главным образом триас), однако сам фундамент сложен частично догерцинским палеозоем, который только слегка метаморфизован и даже содержит палеонтологические остатки, хотя и весьма скудные. Кроме того, налицо четко выраженные литологические различия между граувакковой зоной (развитой вдоль всей границы между Центральными Альпами и Северными Известняковыми Альпами) и другими местонахождениями палеозоя Центральных Альп.

Данные современных исследований отражены в работах Метца [69—71], Флюгеля [35—38], Фрича [39] и Клара и др. [18]. Для знакомства с местной

стратиграфической номенклатурой можно использовать таблицы Тольмана [93—96].

Теперь мы можем перейти к схематическому обзору различных взглядов на структуру австрид. Консервативная школа считает, что палеозой граувакковой зоны принадлежит мезозою Северных Известняковых Альп и что и тот и другой были сорваны с кристаллического фундамента, как это еще можно наблюдать в Центральных Альпах. И Северные Известняковые Альпы, и граувакковая зона вместе с кристаллическими породами Центральных Альп принадлежат одной и той же единице — верхним австридам (Oberostalpin). Выходы пермо-триаса на поверхности кристаллического фундамента Центральных Альп представляют, по-видимому, (пара)автохтонный эквивалент покровов Северных Известняковых Альп.

По мнению Тольмана [93—98], пермо-триас Центральных Альп столь фациально отличен от триаса Северных Известняковых Альп — факт, отрицаемый консервативной школой,— что, по-видимому, они принадлежат разным системам покровов. Простейшим решением поэтому является объединение его вместе с подстилающим кристаллическим фундаментом в систему средних покровов австрид. В таком случае палеозой граувакковой зоны можно объединить с мезозоем Северных Известняковых Альп в верхнюю систему покровов австрид.

По мнению представителей консервативной школы формирование покровов должно было бы выразиться в укорочении коры примерно на 200 км, в то время как в построениях Тольмана принята другая оценка до 300 км, что и является причиной имеющихся разногласий [4].

Я считаю, что Тольман за недостаточностью улик может быть по крайней мере оправдан.

Основным аргументом в защиту его точки зрения является разделяемое некоторыми геологами мнение о том, что триас Северных Известняковых Альп больше похож на триас хребта Драуцуг, чем на триас Центральных Альп. Кроме того, граувакковая зона весьма напоминает палеозойский фундамент Южных Альп. Поэтому материнская, или корневая, зона Северных Известняковых Альп намечается, по-видимому, южнее Центральных Альп, возможно в районе, где сейчас располагаются хребет Драуцуг и его латеральные эквиваленты.

Другим аргументом в защиту южного происхождения Северных Известняковых Альп служит тот факт, что несогласно залегающие бассейны Гозау мы находим не только в Северных Известняковых Альпах, но также в Центральных Альпах (стр. 293—294). Возможно, это указывает на ранний, досеноманский срыв Северных Известняковых Альп из располагавшейся южнее материнской области.

С другой стороны, следует помнить о том, что Тольман является крайним догматистом в отношении точнейшего соблюдения классической теории Альп и убежден в том, что фациальное сходство должно означать кровное родство покровов. Это приводит к игнорированию тех фактов, которые противоречат теории. Кроме того, рассматриваемые отложения не очень хорошо палеонтологически охарактеризованы, и многое зависит от интерпретации единственной окаменелости и эстраполяции, которая, как полагают, может на ней основываться.

Клар [17], являющийся, вероятно, наиболее осторожным из представителей консервативной школы, утверждает, что тектонические линеаменты Центральных Альп могут быть прослежены в Северных Известняковых Альпах, что, якобы должно доказывать их кровное родство. Однако я не думаю, что такого рода аргументы имеют большее значение, чем аргументы Тольмана о фациальном сходстве.

Ситуация, между прочим, становится весьма двусмысленной: на стенах коридора в Венском геологическом институте, в котором Клар излагает свои

консервативные воззрения, мы наблюдаем витрины, иллюстрирующие взгляды Тольмана.

Детальная дискуссия по этому вопросу с приведением обширной библиографии содержится в работе Вундерлиха [113]. Я, однако, не разделяю взглядов тех авторов, которые видят решение спора об австридах в сравнении их с системами покровов французских Альп. Их вера в цилиндризм, или непрерывность покровов, заходит слишком далеко.

Из-за недостатка места я не могу далее углубляться в проблемы Центральных Альп и отсылаю читателя к цитированной выше литературе. Ограничусь только несколько более детальными заметками о Северных Известняковых Альпах и окне Тауэрн.

Северные Известняковые Альпы

Как уже говорилось выше, независимо от их теоретической интерпретации Северные Известняковые Альпы представляют собой совершенно особую единицу. Это система покровов эпидермального типа, состоящая из массивных, почти горизонтально залегающих надвиговых пластин с относительно мелкими складками. Они сложены главным образом альпийским триасом, а также известняковой юрой. Эти отложения несогласно перекрываются паралическими и в основном детритовыми осадками позднемелового и раннетретичного возраста — известными слоями Гозау.

Основными единицами Северных Известняковых Альп являются толщи массивных карбонатных пород средне- и позднеюрского возраста мощностью свыше 1 км. Широко известны, например, такие единицы, как веттерштейнские известняки и их латеральный эквивалент веттерштейнские доломиты ладинского возраста. Норийский Главный доломит постепенно переходит в свой латеральный эквивалент — дахштейнские известняки, захватывающие рэт.

Несмотря на мощность, свойственную геосинклинальным отложениям, эти карбонатные толщи имеют мелководное происхождение. Они сложены главным образом рифогенными породами, хотя содержат и рифы [115—118]. И даже красные цефалоподовые известняки, типичные для хальштаттских известняков, в настоящее время также рассматриваются как мелководные отложения, о чем мы говорили на стр. 202 в дискуссии о фации «ammonitico rosso». Серия из 200 циклотем в паралической фации, представленная отложениями приливной зоны, описана Фишером [33] из дахштейнских известняков, развитых в районе Зальцбурга. Осадконакоплению, видимо, удавалось компенсировать прогибание.

Для понимания картины орогенических движений необходимо указать, что под толщами массивных карбонатных пород и между ними присутствуют прослои с глинистыми сланцами и эвапоритами. Два основных смазочных горизонта, обусловивших срыв, мы находим в нижнем триасе, в верфене (или скифии, как любят называть этот ярус австрийские геологи), а также в среднем триасе, в карнии.

Верфен представлен пестрым песчаником, а также глинистыми сланцами и эвапоритами. Среди последних хорошо известны по литературе залежи каменной соли в районе Хальштатта, носящие местное название «Haselgebirge». Разрабатывавшиеся с доисторических времен по крутым и высоким склонам озер, они послужили толчком к широкому развитию торговли солью. От них берет название хальштаттская культура. На основании палинологических данных эти эвапориты теперь датируются верхней пермью [49, 50].

Наиболее известными элементами второй тонкослоистой толщи (карнийский ярус) являются райбльские слои и паралические отложения слоев Лунц, содержащих даже пласты угля.

Верфенские слои слагают базальную надвиговую поверхность надвинутых блоков эпидермального типа; в то же время и верфен, и карний участвуют в строении внутренних надвиговых поверхностей Северных Известняковых Альп.

На табл. 19 схематически изображены взаимоотношения между основными фациями триаса Северных Известняковых Альп. Гораздо более детальная таблица приведена Шпенглером [84]. Главное, что позволяют осознать более детальные таблицы,— это то, что границы фациальных областей не совпадают с границами позднейших покровов [87—89]. Только при поверхностном анализе может показаться, что такое совпадение существует. Мы вновь встречаемся здесь со старой историей о постепенной смене фаций внутри одной тектонической единицы, которая становится резкой только на переходе от одной единицы к другой (поскольку зоны постепенного перехода отменены).

Это очень важный момент, ибо схематизация присуща всем обзорным статьям и всем генерализованным картам — везде наблюдается тенденция подчеркнуть фациальные различия и затушевать постепенные переходы. Таким путем легко приходят к ошибочному заключению, что осадочная петрография уже следовала тем же линиям, что и последующая тектоника.

В связи с этим я настоятельно рекомендую читателю обратиться к карте Шпенглера [90], к сожалению не воспроизведенной мною из-за ее слишком большой детальности; на его карте четко видно, что фациальные границы только весьма редко следуют границам покровов. А если и следуют, то только случайно, как, например, в Хальштаттском покрове, поскольку переходные зоны недоступны для наблюдения. Кроме того, необходимо иметь в виду, что фациальные различия в нижнем мезозое Северных Известняковых Альп, которым зачастую в литературе придается такое большое значение, на самом деле весьма незначительны. Это не более чем изменения в пропорциях содержания, скажем, известняков и доломитов или даже только рифовых известняков и слоистых известняков в весьма однородной в остальном толще карбонатных пород (фиг. 194).

При интерпретации многих широтных разрывов и речных долин как поперечных разломов [76, 34], фациальные различия, на мой взгляд, также следовало бы использовать с крайней осторожностью.

Кончая краткий стратиграфический обзор, мы можем отметить, что структура Северных Известняковых Альп представляет для нас интерес в двух аспектах: 1) покровами и надвигами, сложенными карбонатными породами триасового и юрского возраста, и 2) тектонической деформацией этих единиц, о чем свидетельствуют перекрывающие слои Гозау. Я вначале рассмотрю первый аспект, а затем, после анализа слоев Гозау, перейду к общей оценке тектонической истории Северных Известняковых Альп.

Единицы Северных Известняковых Альп, сложенные массивными карбонатными породами, характеризуются, как правило, спокойным, почти горизонтальным залеганием. Они разделяются более интенсивно деформированными, зачастую чешуйчатыми зонами, представленными более тонкослоистыми или более глинистыми пачками. Применение покровной теории в самом строгом смысле привело к выделению множества отдельных покровов (показанных, например, на карте Шаффера [84]).

После работы Хаана [42] часто выделяют три группы покровов. С севера на юг это: 1) Байюварская группа (Баварский покров, табл. 19), 2) Тирольская группа и 3) Юварская группа. Байюварская группа, приуроченная к северной окраине Известняковых Альп, включает покровы Альгёй и Франкенфельз. Основная часть Известняковых Альп принадлежит Тирольской группе, в которую входят покровы Лехтальский, Иннтальский, Тотенгебирге, Эрчский и Лунцский. Самая южная Юварская группа охватывает Хальштаттский и Дахштейнский покровы.

Признание того факта, что в Известняковых Альпах нет покровов в виде опрокинутых складок, но есть субгоризонтальные пластовые надвиги, привело к пониманию того, что все покровы или их большая часть, являются не чем иным, как частями (нем. Teildecke) одного или нескольких главных покровов.

Серьезные возражения против покровного характера Северных Известняковых Альп высказаны недавно группой немецких геологов [53]. В зоне развития покровов Альгёй, Лехтальского и Иннтальского известно множество тектонических окон (фиг. 191). Теперь их стали интерпретировать как выжатые древние синклинали, первоначально сопряженные с теми, которые сейчас рассматриваются как прислоненные более верхние покровы.

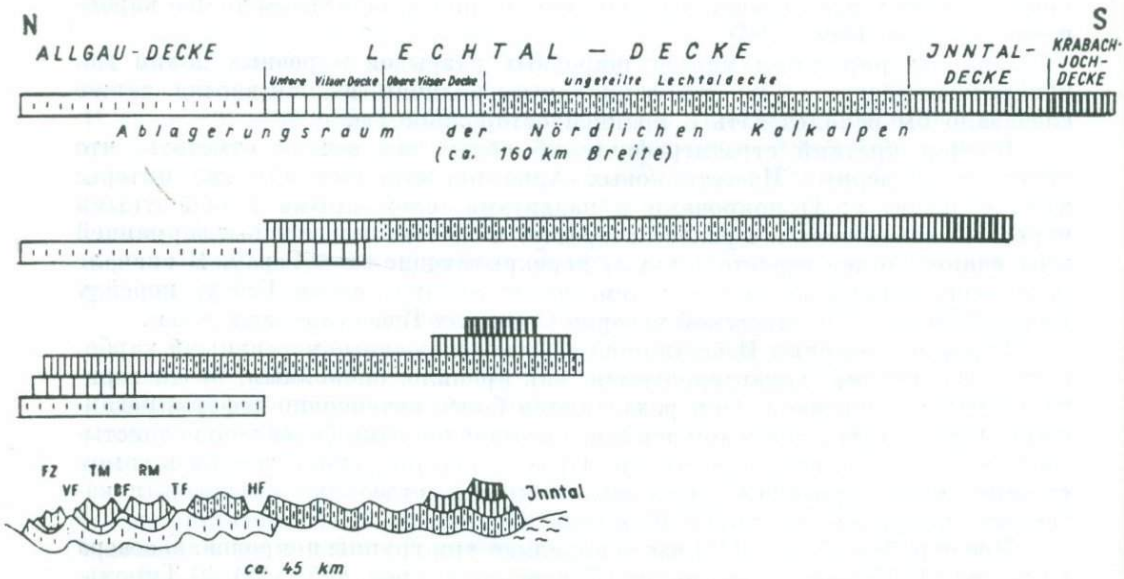
Коккель и его коллеги [43, 45] интерпретировали такие структуры, например окно Бенна, как «грибовидные складки» и тем самым полностью возвратились назад к донашпистским идеям об автохтонности.

Аподиктический стиль, свойственный этому спору, чувствуется в приводимой ниже цитате из предисловия к работе Коккеля [53]:

«Классическая интерпретация структуры Северных Известняковых Альп полностью опровергнута. Она восхвалялась еще в 1948 г. Рихтером, а в 1953 г. Шпенглером и Коккелем. Однако в то же самое время осуществлялся переход к связанной, автохтонной тектонике (нем. Gebundene Tektonik). Бейрлен [9], Рихтер и Шёненберг [82] низвергли Иннтальский покров, Коккель [52] — покров Крабийох, Хаман и Коккель [43] — Лехтальский покров. Предполагается, что этот переход будет осуществляться в восточном направлении вплоть до района Вены».

Можно представить себе чувства австрийских геологов, услышавших столь хвастливые заявления своих северных соседей!

Несмотря на сомнительность существования покровов в том прекрасном виде, в котором они изображались в более ранней литературе [114], интерпретация узких тектонически деформированных структур как грибовидных складок (нем. Pilzfalten) также кажется по меньшей мере сомнительной.



Фиг. 191. Схематическая реконструкция происхождения Баварских Альп в соответствии с покровной теорией [114].

FZ — хребет Фалькенштейн; VF — тектоническое окно Вильсталь; TM — синклиналь Тегельберг; BF — тектоническое окно Бенна; RM — синклиналь долины Рейна; TF — Тангеймское полуокно; HF — полуокно Хорнбак.

В соответствии с точкой зрения некоторых немецких авторов [53] «окна» представляют собой выжатые синклинали, первоначально имевшие латеральную связь со структурами, которые ошибочно интерпретировали как «верхний» покров.

Прежде всего структуры кровли и подошвы, не изучавшиеся Коккелем и его сотрудниками, по-видимому, опровергают их интерпретацию опрокинутых крыльев, связанную с моделью грибовидной складки. Детальный разбор этих идей осуществлен Сарнтгеймом [83].

Но независимо от интерпретации местных более деформированных зон, таких, как тектонические окна или выжатые древние синклинали, покровная структура Северных Известняковых Альп в целом подтверждена двумя различными группами доказательств: с одной стороны, результатами геофизических исследований в Альпах и, с другой — существованием окон флиша северной зоны под Северными Известняковыми Альпами.

Геофизические исследования, о которых мы говорили в гл. 10, показали, что Северные Известняковые Альпы образованы маломощной толщей осадков, лежащей непосредственно на породах кристаллического фундамента без промежуточного пласта палеозоя. Это служит доказательством их аллохтонной, эпидермальной, покровной структуры. Окна флиша северной краевой зоны, известные сейчас на половине ширины Северных Известняковых Альп, доказывают надвигание примерно на 30 км [78].

Слои Гозау

Слои Гозау мелового и раннетретичного возраста мы наблюдаем в небольшом дислоцированном грабене на вершине Северных Известняковых Альп, а также в кровле кристаллического фундамента Центральных Альп.

Разбитые разломами и смятые в складки, они всегда несогласно перекрывают нижний мезозой Северных Известняковых Альп и даже переходят границы отдельных покровов. Совершенно очевидно, что главные структуры покровов Северных Известняковых Альп существовали ранее, чем в них образовался грабен, в котором отложились слои Гозау.

Слои Гозау известны своими палеонтологическими остатками. Они формировались или в морских мелководных, или в паралических условиях. Хорошо палеонтологически охарактеризованные слои отлагались в нескольких бассейнах; наиболее известны в них, вероятно, аммониты и рудисты. В некоторых паралических бассейнах происходило образование углей.

Стратиграфия отдельных бассейнов независима от стратиграфии других бассейнов, что свидетельствует о том, что у каждого бассейна была своя история погружения. В результате слои Гозау с трудом коррелируются от одного бассейна к другому. В настоящее время дело улучшилось благодаря микропалеонтологическим исследованиям [74].

Для знакомства с деталями этого вопроса я отсылаю читателей к региональной литературе [77, 44, 54, 109—111].

Слои Гозау весьма важны для понимания происхождения Восточных Альп. Они подчеркивают фундаментальное различие между двумя системами карбонатных покровов Альп: Высокими Известняковыми Альпами гельветид и Северными Известняковыми Альпами австрид. Эти системы покровов имеют столько сходных черт, что на первый взгляд кажутся вполне сопоставимыми.

Однако в гельветидах осадконакопление было более или менее непрерывным в течение юры и мела, тогда как в Северных Известняковых Альпах оно прекратилось в конце юры, чтобы возобновиться в позднемеловое время. Наряду с различиями в стратиграфии есть различия и в тектонической истории. Главной орогенической фазой в гельветидах была послемеловая фаза, в то время как в Северных Известняковых Альпах главная фаза, вполне вероятно, приходится на ранний мел. Это вытекает из того факта, что слои Гозау довольно слабо тектонически деформированы, причем в связи со сбросово-глыбовыми движениями грабена. Следовательно, главная фаза альпийской орогении в Северных Известняковых Альпах значительно древнее,

чем в других элементах этой цепи. Третичные движения привели только к подчеркиванию стиля структур, сформированных ранее.

Нам не известно, какое расстояние преодолели покровы Северных Известняковых Альп, несшие на своих плечах слои Гозау. Мы не знаем, и сколь интенсивным было, используя термин Тольмана [98], догозауское формирование покровов (франц. mise en marche, англ. putting in move или entrainment) и какова была роль постгозауского становления покровов (франц. mise en place, англ. putting in place или emplacement) в достижении этими покровами их современного положения.

Фалло [30] полагал, что слои Гозау формировались к югу от Центральных Альп в кровле осадочного бассейна современных Северных Известняковых Альп. По его мнению, чтобы достичь своего современного положения, им пришлось переместиться в северном направлении более чем на 250 км. С другой стороны, существование на вершине Центральных Альп грабена Гозау наводит меня на мысль о том, что Северные Известняковые Альпы заняли свое положение к северу от современных Центральных Альп уже во время догозауской орогенной фазы.

Тот факт, что Северные Известняковые Альпы сдвинулись в северном направлении в постгозауское время, подтверждается наличием в этой системе покровов окон подстилающего флиша. Однако постгозауский надвиг в 30 км — это совсем небольшое смещение по сравнению с общим смещением, оцениваемым в 200—300 км.

Вполне возможно, что постгозауское становление покровов с амплитудой около 30 км связано с молодым поднятием высокой горной цепи современных Центральных Альп. В таком случае это явление сопоставимо с ретрошарьяжем во французских Альпах и имеет тот же порядок амплитуды, только в Северных Известняковых Альпах части горной цепи, поднятые в недавнее время, располагаются в тылу системы покровов. Более раннее орогеническое формирование покровов и последующее надвигание осуществлялись в одном и том же направлении, так что для австрид трудно определить, какая часть пути, пройденного покровами, относится к формированию покровов, а какая — к становлению покровов.

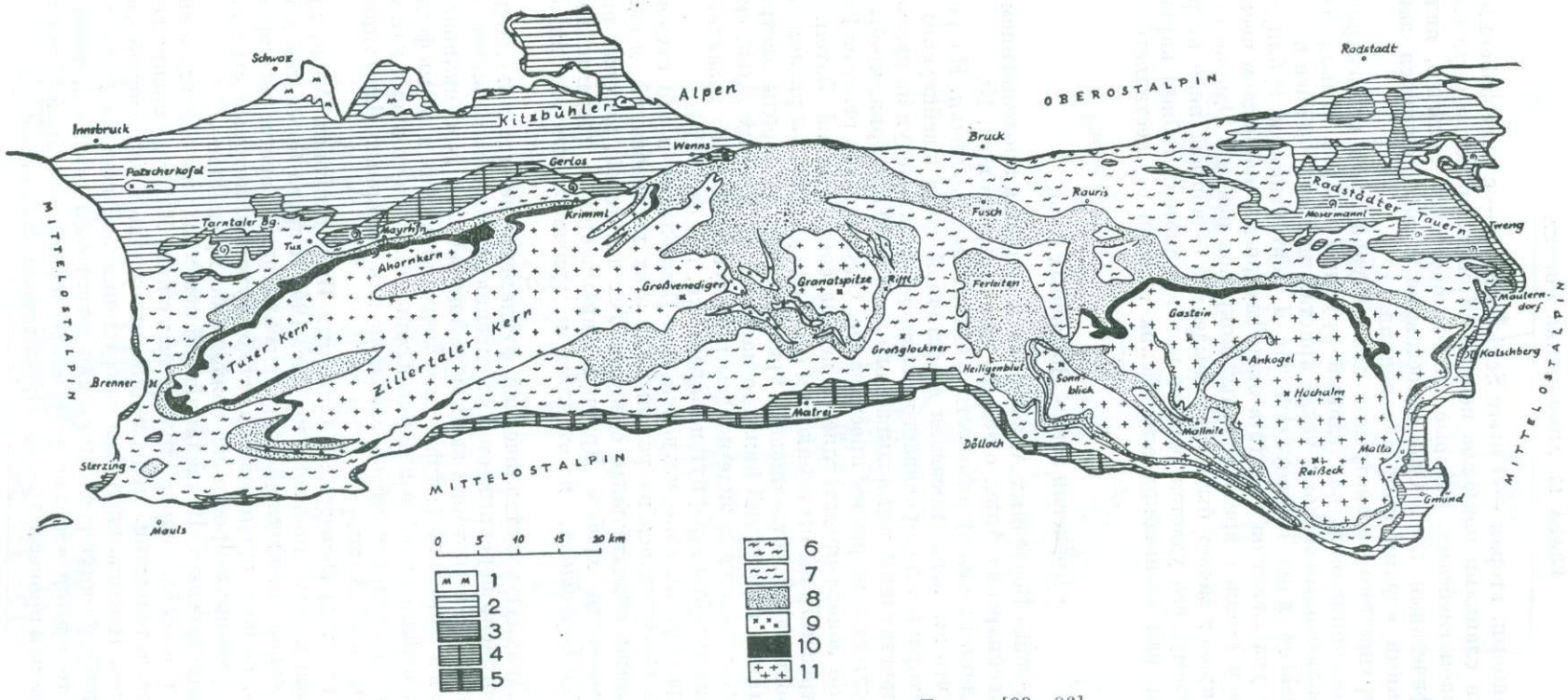
Окна Энгадин и Тауэрн

Во всех разногласиях утешительным фактом является только то, что основной аргумент в защиту покровного характера австрид —существование тектонических окон — принят почти всеми исследователями. С тех пор как в 1903 г. Термье обнаружил в Тауэрне тектоническое окно покровов пеннид, выступающих из-под австрид, инакомыслящих становилось все меньше и меньше. Кроме того, недавно высказано предположение о существовании, помимо окна Тауэрн и соседнего с ним второго окна Энгадин, третьего окна в районе к югу от Вены — окна Вексель (фиг. 185).

Окно Энгадин значительно меньше окна Тауэрн. Оно имеет овальную форму; его длинная ось равна примерно 50 км. Отличаясь довольно однородным строением, оно почти целиком состоит из интенсивно деформированных бюнднерских сланцев, заключающих офиолиты [14, 15].

Располагающееся восточнее окно Тауэрн не только больше, но и значительно сложнее по структуре. Его длинная ось составляет около 170 км. В пределах окна различается несколько более или менее концентрических зон. В схеме здесь представлен внешний чехол кристаллических сланцев обрамления кристаллического ядра, который сам по себе имеет сложное строение (фиг. 192).

В пределах чехла кристаллических сланцев выделяются в свою очередь менее метаморфизованная внешняя зона и интенсивно метаморфизованная внутренняя зона. Первая —«Obere Schieferhülle»— коррелируется с бюнд-



Ф и г. 192. Карта тектонического окна Тауэрн [93—96].

Собственно окно окружено, по мнению Тольмана, узкой зоной нижних покровов австрид; далее следуют средние австриды на западе, юге и востоке и граувакковая зона австрид (показано белым) на севере.

1 — элементы средних австрид на нижних австридах; *2* — покров кварцевых филлитов; *3* — другие покровы нижних австрид; *4* — веррукано нижних австрид; *5* — зона Матрей, нижние австриды или пенниды; *6* — массивные известняки; *7* — верхние кристаллические сланцы сланцевого чехла; *8* — нижние кристаллические сланцы сланцевого чехла: *9*— линзы гнейсов в сланцевом чехле; *10* — мезозойский чехол кристаллических ядер (так называемая фация Хохштеген); *11* — гнейсовые ядра.

нерскими сланцами, вторая —«Untere Schieferhülle»— с палеозойскими кристаллическими сланцами покровов пеннид. Кристаллическое ядро сложено главным образом гнейсами, которые, по крайней мере частично, являются полиметаморфическими [27]. Оно сопоставимо с находящимися западнее кристаллическими ядрами покровов пеннид.

При поверхностном рассмотрении окно Тауэрн с его концентрической структурой воспринимается как единый крупный покров пеннид. Однако присутствие включений гнейсов в чехле кристаллических сланцев и сложная структура гнейсов ядра свидетельствуют о повторении и дублировании покровов. Это указывает на то, что в окне Тауэрн мы наблюдаем несколько обнаженных в настоящее время частных покровов пеннид. Однако сколько отдельных покровов может быть здесь выделено — вопрос, пока не решенный. По-видимому, его удастся решить при крупномасштабном картировании, которое в районе высоких альпийских вершин осуществляется очень медленно.

«Корневая зона» Восточных Альп

«Корневая зона» Восточных Альп в общем является продолжением «корневой зоны» швейцарских Альп, о чем мы уже говорили в гл. 10.

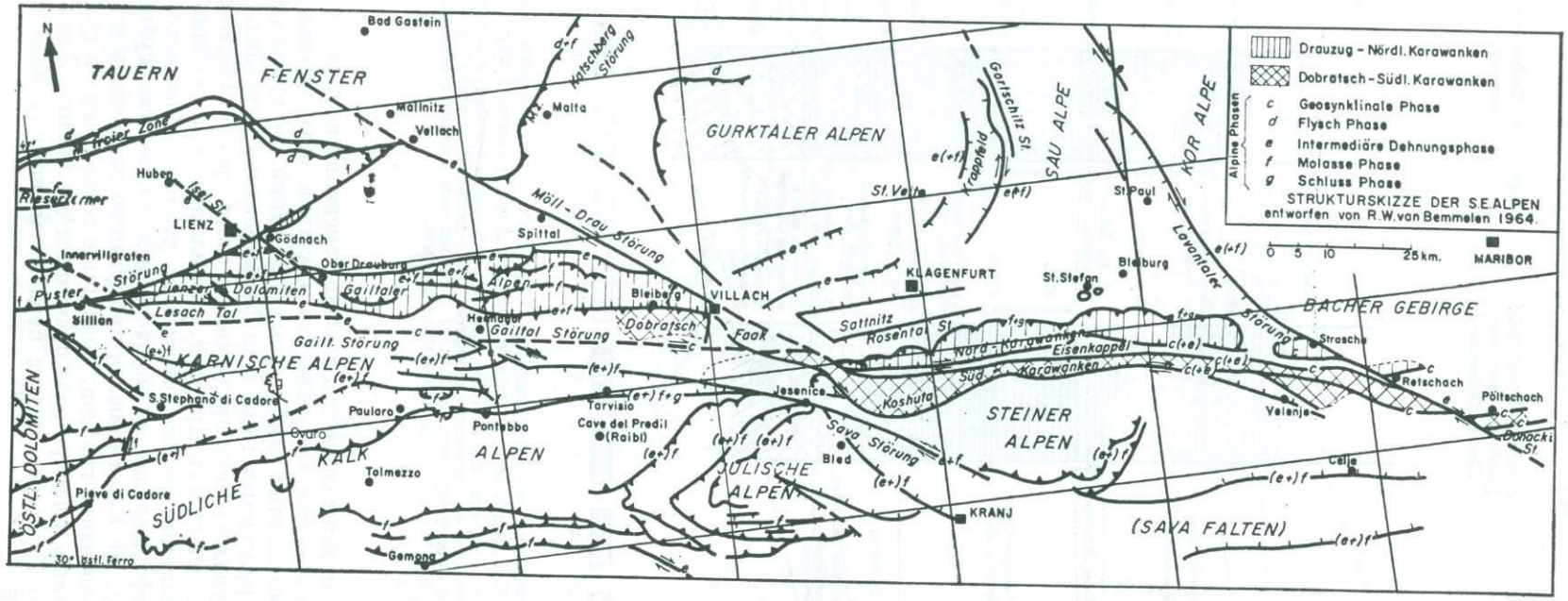
Однако в деталях между ними есть существенные различия. На фиг. 184 мы показали, что эта зона, имеющая в восточной части швейцарских Альп широтное простирание, поворачивает на северо-восток, следуя на расстоянии свыше 80 км простиранию так называемого разлома Юдикария, чтобы затем снова приобрести свое широтное простирание. Однако связь разлома Юдикария с «корневой зоной» представляется весьма сомнительной. Затем, после того, как на отрезке 70 км мы наблюдаем ее в виде узкой зоны разломов юго-восточного простирания, отделяющей кристаллические породы австрид от метаморфизованных отложений нижнего палеозоя (?) Южных Альп, «корневая зона» прослеживается в виде полосы преимущественного развития альпийского триаса (хребты Драуцуг и Караванки, см. фиг. 193.)

Хребет Драуцуг недавно изучался Ван-Беммеленом и его студентами [99—101, 105]. Основываясь на результатах этих исследований, я склонен ограничиться лишь описательным обзором. Тех читателей, которые интересуются, как геология хребта Драуцуг вписывается в геотектонические построения Ван-Беммелена, я отсылаю к оригинальным публикациям [102, 103].

В хребте Драуцуг кристаллический фундамент, кое-где выходящий на поверхность, согласно перекрывается отложениями позднекаменноугольного и пермского возраста, на которых залегают мощная толща геосинклинальных осадков триаса в альпийской фации и юра. Верхний карбон и пермь фациально напоминают верхний карбон и пермь Южных Альп, в то время как триас и юра похожи на аналогичные образования как Северных Известняковых Альп, так и Южных Альп.

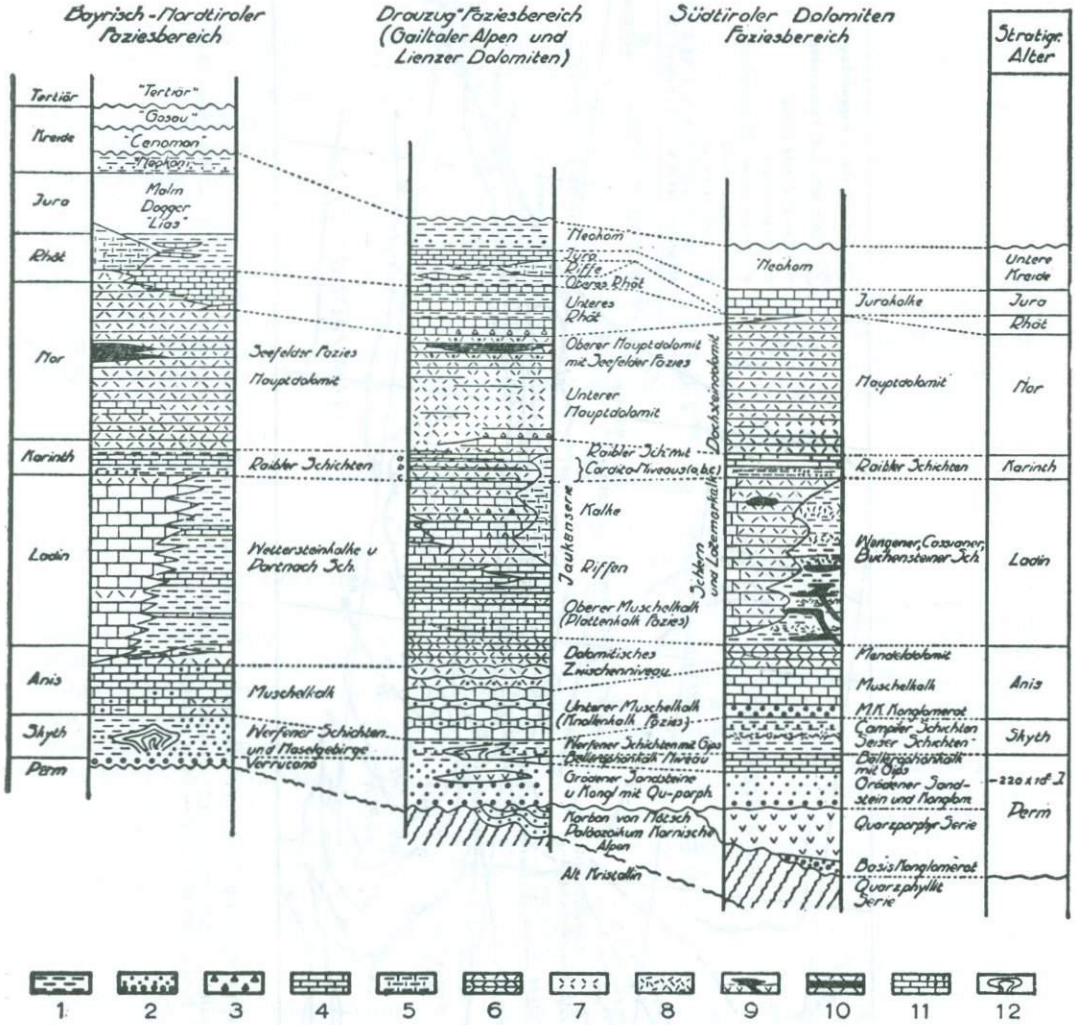
Общность стратиграфии триаса Северных Известняковых Альп, хребта Драуцуг и Южных Альп показана на фиг. 194. И снова бросается в глаза удивительное спокойствие земной коры на территории Европы того времени. Континент был, видимо, эродирован до такого уровня, который мы в наших посторогенных условиях просто не можем себе представить.

В гл. 10 в дискуссии о «Винделицийской цепи» мы уже обращали внимание на этот факт, но сейчас снова столкнулись с ним. Когда движения земной коры были незначительными, происходило отложение в германской фации. При интенсивном геосинклинальном погружении осадконакопление имело преимущественно органогенный или органо-детритовый характер, поскольку едва ли какой-то хинтерланд мог поставлять достаточное количество обломочного материала в процессе эрозии. Происходившие во время карбонатного



Ф и г. 193. Структурная карта хребтов Драуцуг (Дравт) и Караванки и их окружения [105].

Вертикальная штриховка: хребет Дравт — северный Караванки; косая штриховка: Добрач — южный Караванки; c — геосинклинальная фаза; d — фаза флиша; e — промежуточная фаза растяжения; f — фаза молассы; g — заключительная фаза.

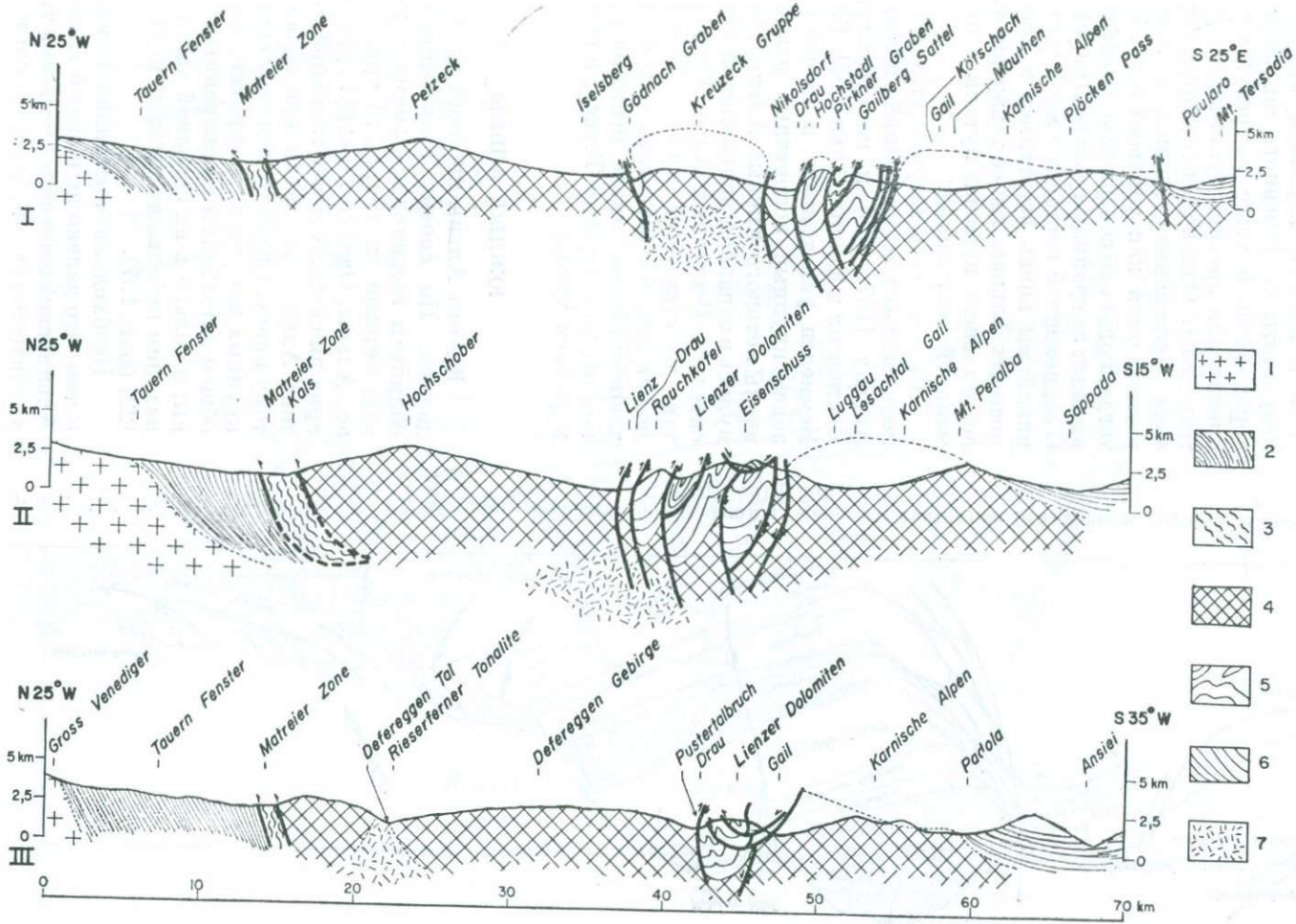


Ф и г. 194. Схематические колонки-разрезы Северных Известняковых Альп (слева), хребта Дравт (в середине) и Южных Альп (справа) [101].

1 — глины и мергели; *2* — песчаники и конгломераты; *3* — осадочная брекчия; *4* — слоистые известняки; *5* — рифовые известняки; *6* — слоистые доломиты; *7* — массивные доломиты; *8* — туфы; *9* — вулканические породы; *10* — битуминозные сланцы; *11* — кремнистые породы в известняках; *12* — эвапориты («Haselgebirge»).

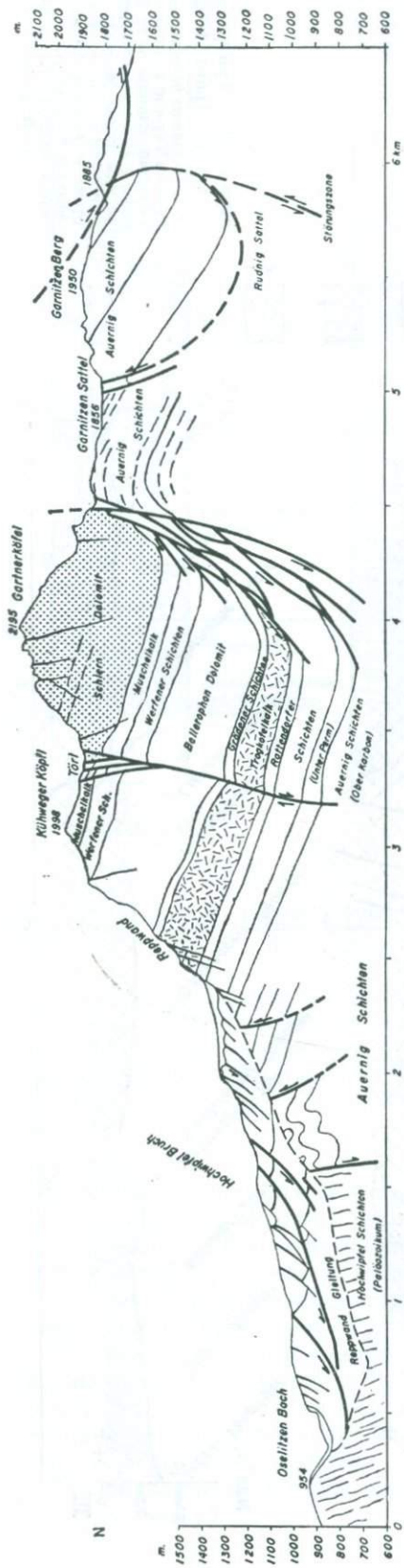
осадкообразования даже самые небольшие изменения в скорости прогибания и количестве отложения органических остатков обусловливали различия в фациальном составе этих карбонатных отложений. Во время редких периодов привноса терригенных глин шло формирование мергелей.

Хребет Драуцуг в общем представляет собой грабен. Подошва осадочной толщи, заполняющей грабен Драуцуг, располагается на глубине в несколько километров. Детальный анализ показывает, что осадочный чехол интенсивно тектонически деформирован с образованием множества субвертикальных чешуй (фиг. 195). По Ван-Беммелену нарушение осадочного чехла является реакцией на образование грабена. Эпидермис соскользнул в грабен, ширина которого всего лишь в четыре раза превышает его высоту. Здесь, по-видимому, происходило некоторое сжатие первоначального грабена и увеличение крутизны чешуй.



Фиг. 195. Три разреза хребта Дравт [105].

1 — тоналиты тектонического окна Тауэрн; *2* — кристаллические сланцы окна Тауэрн; *3* — кристаллические сланцы зоны Матрей; *4* — кристаллические породы австрид и Южных Альп; *5* — мезозой Южных Альп; *7* — периадриатические молодые интрузивы.



Ф и г. 196. Разрез хребта Драват, на котором показаны нормальная грабеновая тектоника (в середине справа) и оползание после эрозии (слева) [105].

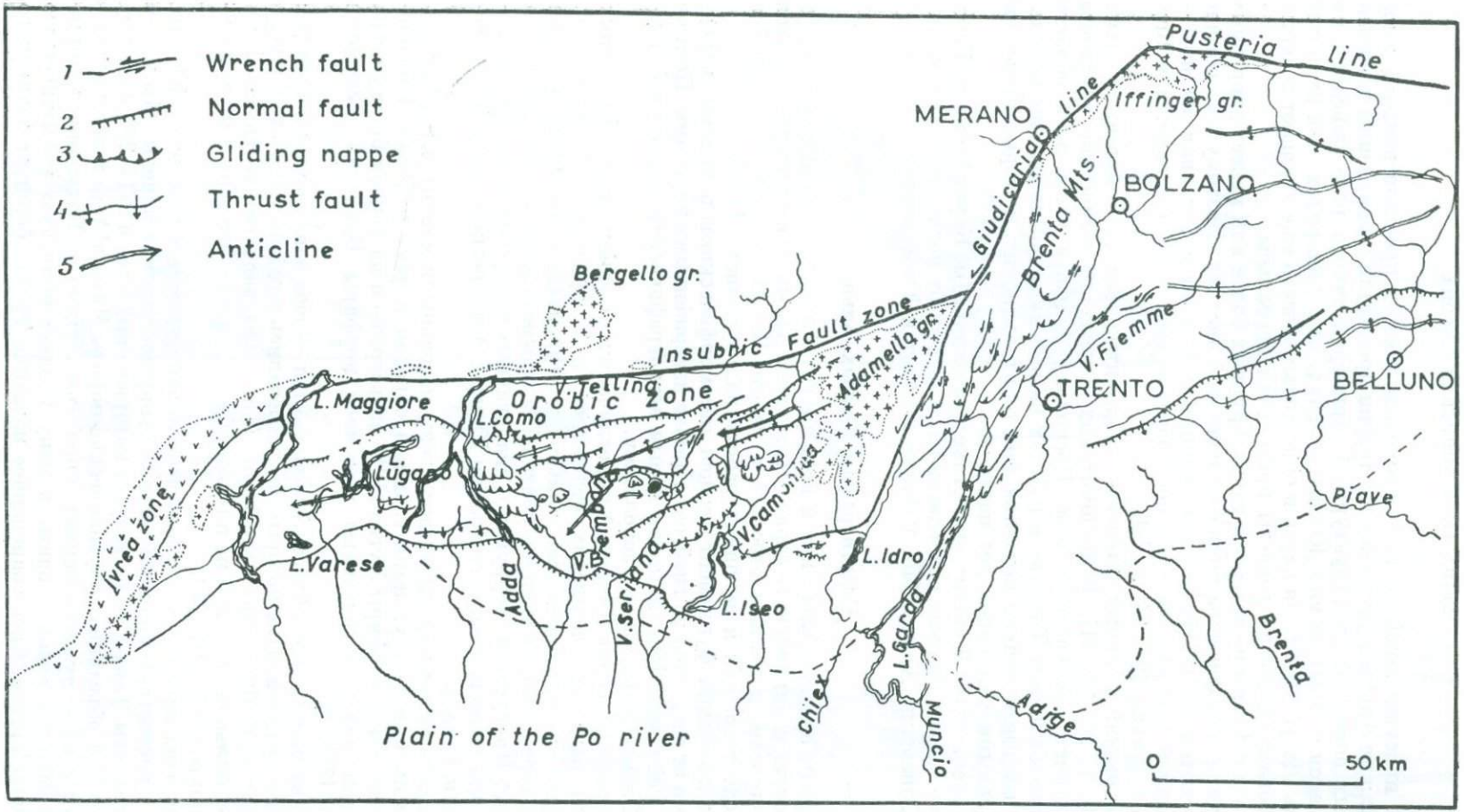
Наличие мощной толщи триасовых карбонатных пород с горизонтами мергелей, безусловно, предопределило проявление гравитационной тектоники. Это же обусловило и современное (или почти современное) оползание горных склонов (нем. Freigleitung), когда триасовые осадки были захвачены глубокой эрозией. Результаты современного оползания пород очень похожи на результаты проявления древней гравитационной тектоники. Однако в некоторых случаях современное оползание легко распознается как таковое (фиг. 196), тогда, когда оно совершенно очевидно выходит за границы грабена Драуцуг. С современной постэрозионной тектоникой мы вновь встретимся в Доломитовых Альпах, где ее также вплоть до недавнего времени путали с нормальной тектоникой.

Основываясь на результатах палеомагнитных исследований в Южных Альпах [107, 108] и на структуре Восточных и Южных Альп [103], Ван-Беммелен усматривает в «корневой зоне» крупный поперечный разлом, вдоль которого Южные Альпы сдвинулись в западном направлении относительно Восточных Альп. Если это так, то структура хребта Драуцуг может свидетельствовать о том, что такое смещение имело место на раннем отрезке истории Тетиса, в перми и раннем триасе.

ЮЖНЫЕ АЛЬПЫ

Южные Альпы по своей природе двояки. По своему высокогорному облику и геосинклинальному развитию мезозоя, в частности триаса, — это Альпы. Однако по структуре они вряд ли соответствуют типичной картине Альпийской цепи как складчатому поясу, сформированному серией крупных покровов. Напротив, они в общем автохтонны или параавтохтонны; и только в их западной части мы находим небольшие местные покровы [22] (фиг. 197).

Необходимо постоянно помнить о том, что далеко не каждый элемент Альпийской цепи обладает всеми теми характеристиками, которые, согласно



Ф и г. 197. Структурная схема западной части Южных Альп [23].

1 — сдвиг; *2* — сброс; *3* — покров скольжения; *4* — надвиг; *5* — антиклиналь.

теории, присущи такой цепи. Все имевшие место в прошлом попытки затянуть Южные Альпы в узкий камзол теории приводили к появлению довольно странных описаний их структуры. С примером такого рода описаний мы встречаемся в монографии о Южных Альпах, или динаридах, как именовал эту цепь Штауб [91]. Если карта и описательная часть еще внушают доверие, то сопровождающие их разрезы прямо-таки нереальны.

Южные Альпы не содержат таких крупных более или менее однородных субъединиц, как системы покровов пеннид и австрид. Поэтому они обычно расчленяются на географические единицы. Наиболее западная из них — Ломбардские Альпы. Самое важное подразделение — Бергамские, или Бергамаские, Альпы [25, 24, 8, 80].

Следующий главный элемент — доломиты, или Доломитовые Альпы [62, 106, 1, 20, 26, 41]. В Доломитовых Альпах геологические трудности усугубляются лингвистическими. Поскольку большая часть этой области относится к южному Тиролю, в работах на немецком языке все еще используются старые немецкие названия вместо итальянских, которые признаны официальными уже сорок лет назад.

На восток от Доломитовых Альп расположены Карнийские и Венецианские Альпы (первые располагаются к северу от последних). Затем следуют Юлианские Альпы [86], которые заходят к Югославию.

Стратиграфия Южных Альп

Породы Южных Альп, как и всех других Альп, расчленяются на предальпийскую и альпийскую серии. Читателей, специально интересующихся этим вопросом, я должен отослать к работе Ван-Беммелена, появившейся уже после того, как я закончил работу над рукописью [103].

Доальпийский фундамент сложен метаморфическими породами, варьирующими от филлитов до гнейсов, а также изверженными породами. Помимо работы Рейнхарда [80], никаким новым петрографическим анализом фундамента Южных Альп мы не располагаем.

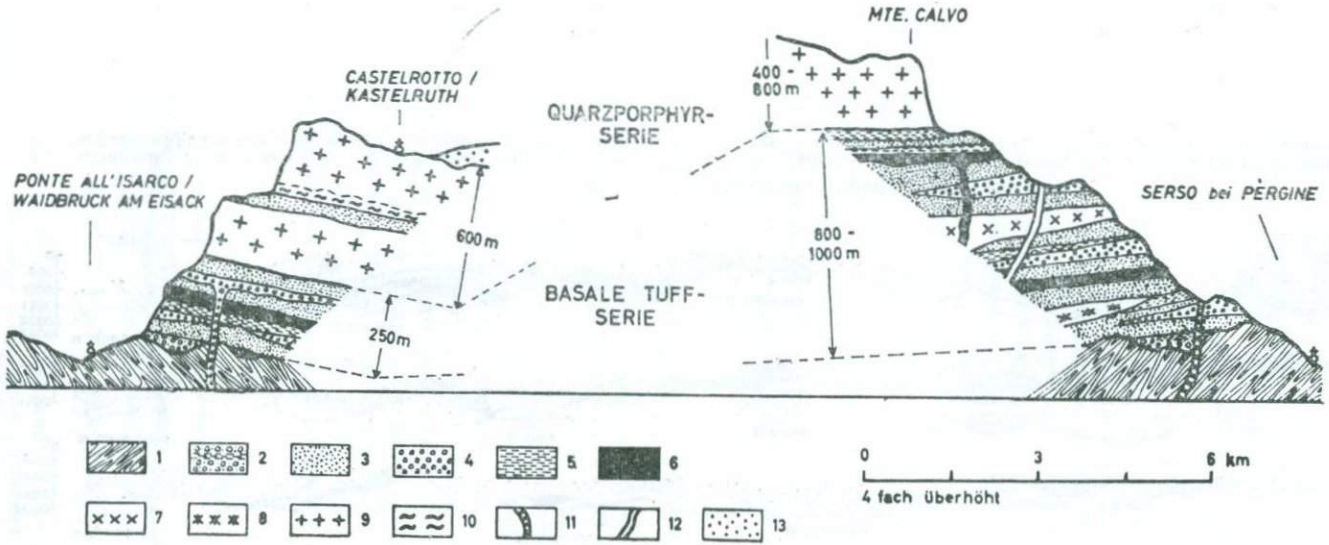
Альпийская серия Южных Альп отличается от этой же серии Восточных Альп: 1) развитием пермских отложений и 2) триасовым вулканизмом.

Пермь представлена не только континентальными красноцветами в фации веррукано, но также и континентальными кислыми вулканическими породами. Присутствие веррукано, аналогичных веррукано гельветид, показывает, что пермская палеогеография Южных Альп резко отлична от палеогеографии триаса.

Вулканические породы представлены массивными мощными порфировыми лавами, присутствующими главным образом в двух районах. Расположенные западнее порфиры Лугано [21] мы встречаем на южном берегу озера Лаго-Маджоре, расположенные восточнее порфиры Больцано — севернее Венеции [72].

Эти вулканические области Южных Альп — еще одна арена проявления пермского вулканизма, с которым мы встречались в районах Осло и Эстерель (юго-восточная Франция). Порфиры (фиг. 198) мощностью свыше 1 км в районе Больцано развиты на площади 65 × 60 км — это типичный туфолавовый покров [67, 101, 73].

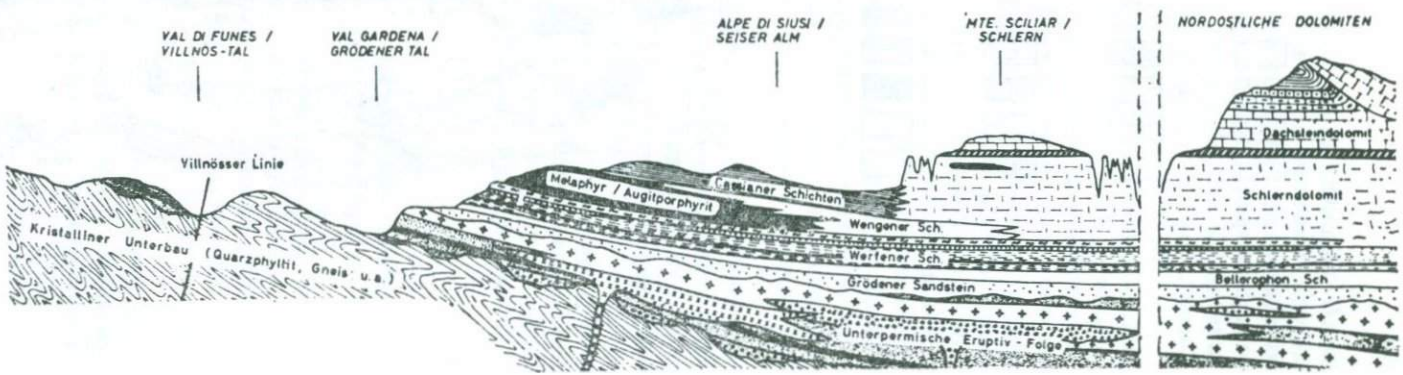
Еще одна параллель с районом Осло заключается в том, что в Южных Альпах присутствуют одновозрастные субвулканические породы. Мы имеем в виду граниты Чима-д'Асте, возраст которых определен в 271—280 млн. лет. Д'Амико [19] объединяет плутонические породы Чима-д'Асте и ассоциирующие интрузии с вулканическими породами Лугано и Больцано, которые петрографически очень сходны, в одну позднегерцинскую магматическую провинцию Тренто. Свое современное название Тренто берет от латинского названия Tridentum; весь район в целом называется «Veneto tridentino».



Ф и г. 198. Идеализованные разрезы северной и южной оконечностей пермских порфиров Больцано [68].

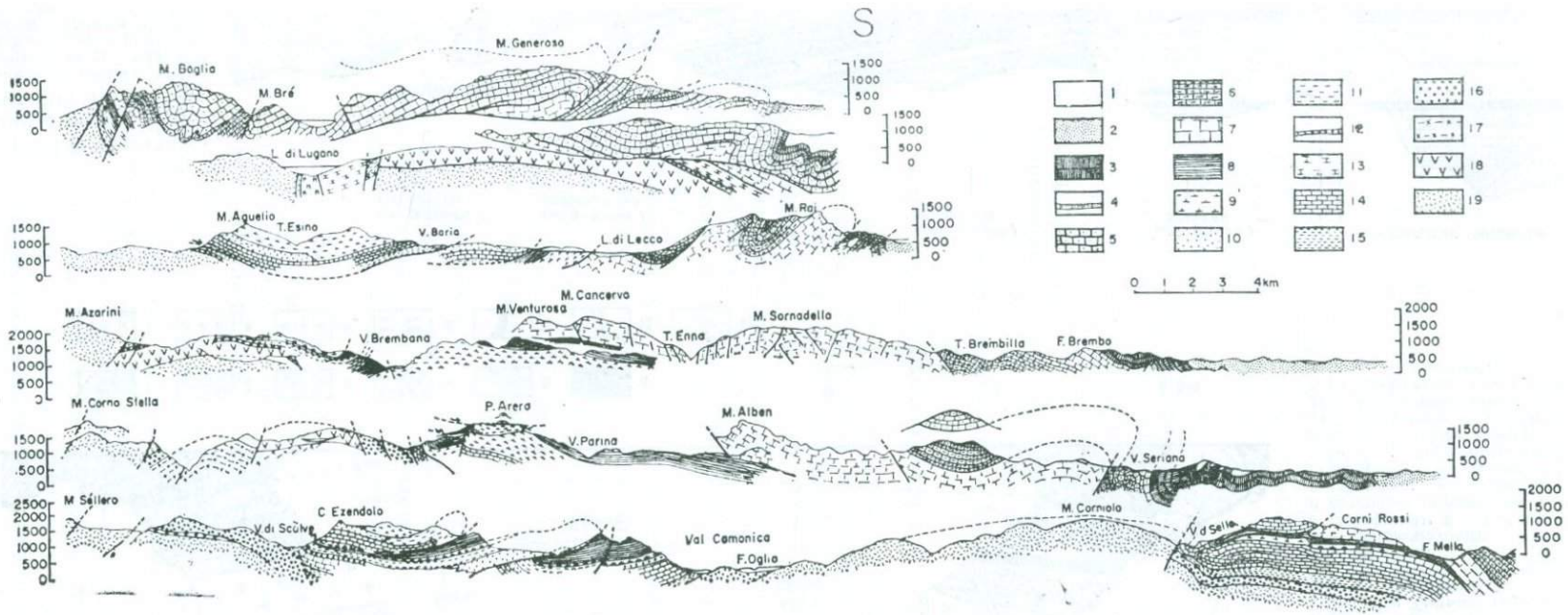
Вертикальный масштаб в четыре раза больше горизонтального.

1 — фундамент; *2* — осадки пермокарбона; *3* — туфы; *4* — агломератовые туфы; *5* — тефриты; *6* — мелафиры и основные порфириты; *7* — порфириты; *8* — кварцевые порфириты; *9* — кварцевые порфиры; *10* — витрофировые кварцевые порфиры; *11* — авгитовые порфиры; *12* — кварцевые дайки; *13* — верхнепермские грёднерские песчаники.



Ф и г. 199. Идеализованный разрез Доломитовых Альп [68].

Показана резкая смена фаций между рифовой карбонатной и вулканической сериями триаса. Подробно о пермской вулканической серии см. фиг. 198.



Ф и г. 200. Разрезы Ломбардских Альп [24].

1 — кайнозой; *2—3* — мел: *2* — чешуйчатый флиш, *3* — майолика; *4—5* — юра: *4* — ammonitico rosso, *5* — известняки с роговиком; *6—15* — триас: *6* — рэт, *7* — норийский Главный доломит, *8* — карний, *9—12* — ладин, *13* — ладин — анизий, *14* — анизий, *15* — верфен; *16—18* — пермь; *19* — фундамент Предальп.

Из нормальной альпийской геосинклинальной серии Южных Альп широко известны массивные триасовые карбонаты. Они слагают костяк Доломитовых Альп и характеризуются присутствием рифов, образованных водорослями или кораллами [112, 66]. Первая разновидность рифов образована водорослями рода *Diplopora* и других родов Dasycladaceae, характеризующимися наличием известняковых скелетов. Нормальные коралловые рифы были описаны еще в 1882 г.; есть и их новые описания [62—66].

По краям карбонатные рифы чередуются с подводными вулканическими отложениями, особенно широко развитыми в Южных Альпах. В Доломитовых Альпах сингенетический вулканизм (в Страти-ди-Валле, или венгенских слоях, ладинского, и в кассианских слоях карнийского возрастов) значительно ограничил распространение рифов. В результате мы наблюдаем резкие фациальные переходы от массивных карбонатных пород, образованных рифами и рифогенными породами, к тонкослоистым вулканокластическим образованиям (фиг. 199). Несмотря на некоторое взаимное проникновение фаций, рифы в триасовом море, вероятно, значительно возвышались над вулканокластическими образованиями: граница рифовой фации в настоящее время в общем почти вертикальна и зачастую определяется величиной более чем в сотни метров. Вулканокластическая фация, конечно, значительно мобильнее, чем массивная карбонатная фация; к этому вопросу мы вернемся в последнем разделе данной главы.

В общем мощности и фации отложений Южных Альп обнаруживают резкую изменчивость в широтном направлении. Налицо чередование мелководных участков и погружающихся бассейнов. По-видимому, это было обусловлено сбросово-глыбовой тектоникой фундамента, проявлявшейся вдоль системы разломов меридионального простирания [11].

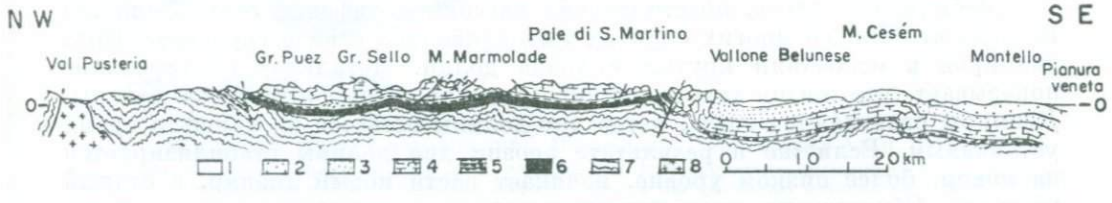
Верхний мезозой, юра и мел также представлены преимущественно карбонатной фацией, однако хорошо слоистые известняки встречаются здесь гораздо чаще, чем в массивной известняковой и доломитовой фации подстилающего триаса. Отличный обзор на эту тему составлен Обуэном [3].

Структура Южных Альп

Выше уже шла речь о том, что тектонический стиль Южных Альп характеризуется наличием (пара)автохтона и лишь небольших покровов, что и проиллюстрировано на фиг. 200 и 201.

По мнению Де Ситтера [23], тектонические деформации в Альпах Ломбардии значительно более резко выражены, чем в Доломитовых Альпах. Покровную структуру мы находим только в западных районах (фиг. 184, 200), в то время как Доломитовые Альпы почти везде автохтонны (фиг. 201).

Ситтер объясняет это различие в степени дислоцированности пород влиянием разлома Юдикария (итал. Джудикария), который он считает сдвигом. Однако ни Ван-Хильтен [107, 108], ни Бони [10] не смогли найти при полевых изысканиях никаких признаков горизонтальных смещений, связанных с каким-то сдвигом. Различие в степени дислоцированности пород



Ф и г. 201. Схематический разрез Доломитовых Альп [63].

1 — четвертичные отложения; *2* — третичные отложения; *3* — мел и юра; *4* — триас; *5* — пермь; *6* — пермские вулканические породы; *7* — фундамент Предальп; *8* — периадриатические молодые интрузивы.

к западу и востоку от этого разлома можно было бы объяснить, допустив предположение, что разлом Юдикария является шарнирным сбросом, амплитуда которого в северном направлении увеличивается. Значительно более широкий блок к востоку от разлома в этом случае был, вероятно, наклонен много меньше, чем узкий и, следовательно, более крутой блок, расположенный к западу от разлома. Очевидно, что гравитационная реакция эпидермиса в данном случае в Альпах Ломбардии была более интенсивной, чем в Доломитовых Альпах.

Эрозионная тектоника

Не только Де Ситтер [23], но уже и Фалло [29], а позже и Ван-Беммелен со своей школой указывали на большое значение для Южных Альп гравитационной тектоники. По их мнению, большая часть движений эпидермиса альпийских пород обязана своим происхождением гравитационной реакции на поднятие, погружение и наклон блоков фундамента.

Одним из наиболее ярко выраженных представителей этой группы ученых является Энгелен [26], который, однако, портит отличные факты не совсем приемлемой теорией. Причина, по которой он упомянут, заключается в том, что Энгелен попытался выделить в Доломитовых Альпах истинную тектонику и псевдотектонику.

«Истинная» тектоника — это скольжение и коробление эпидермиса по мобилизованным глыбам фундамента. Псевдотектоника связана с движениями по стабильному фундаменту, происходившими в результате избирательной эрозии. Такое явление, называемое мною здесь эрозионной тектоникой, широко развито в центральных частях Доломитовых Альп, где истинная тектоника выражена весьма слабо.

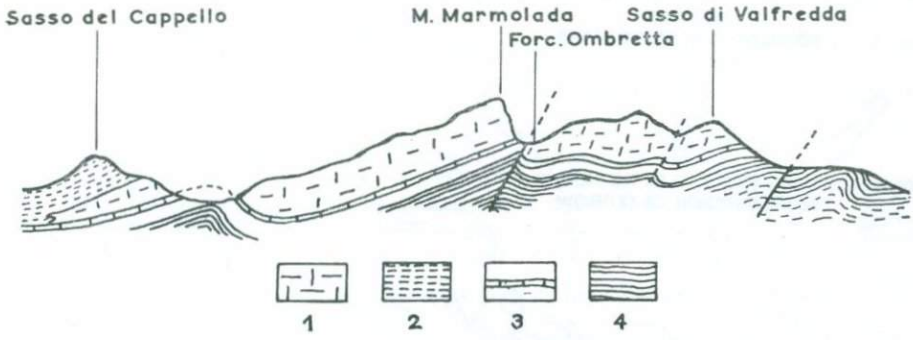
После начального поднятия Южных Альп, происходившего в плиоплейстоцене (?), эрозия проникла через панцирь известняков мелового и юрского возраста; в дальнейшем эрозия шла резко различными путями в зависимости от того, какой фацией был представлен подстилающий триас — рифовых известняков и вулканокластической.

В центральных частях Доломитовых Альп последующее поднятие привело к интенсивной эрозии, в результате которой были «вылеплены» массивные рифы этих Альп. Современный рельеф близко соответствует палеогеографической обстановке в триасе. Горные пики Доломитовых Альп — не что иное, как древние рифовые зоны, а долины — области проявления древнего подводного вулканизма.

Система долин не коррелируется с основными тектоническими линиями Альп. Своим очарованием Доломитовые Альпы обязаны в основном этим глубоким и извилистым долинам, капризно изгибающимся вокруг массивных доломитовых гор.

В силу своей мобильности базальные триасовые песчаники и глинистые сланцы были выдавлены из-под тяжелых массивных рифовых гор и надвинуты как антиклинали в долины. Именно в Доломитовых Альпах антиклинали не следуют общему простиранию альпийских структур, а строго приурочены к долинам, характеризующимся беспорядочной ориентировкой.

Мобильность слоев, подстилающих массивные рифовые горы, была так велика, что они во многих случаях выдавливались в виде горизонтальных диапиров в основании крутых склонов долин. Детальное картирование показывает, что жизнь такого диапира зависит от глубины вреза долины. Диапиры развиваются тогда, когда дно долины остается на какое-то время устойчивым. Если же в результате эрозии дно долины стабилизируется на новом, более низком уровне, начинает расти новый диапир, а старый погибает. Обнаружено, что диапиры различного возраста строго коррелируются с речными террасами, знаменующими собой временную стабильность долины.



Ф и г. 202. Разрез пород группы Мармолада с обычной интерпретацией тектонических деформаций, обусловленной согласной складчатостью [62].

1 — рифовые известняки ладинского и карнийского возраста; *2* — слои Ла-Валь; *3* — слои райбльские; *4* — верфен и нижний анизий.

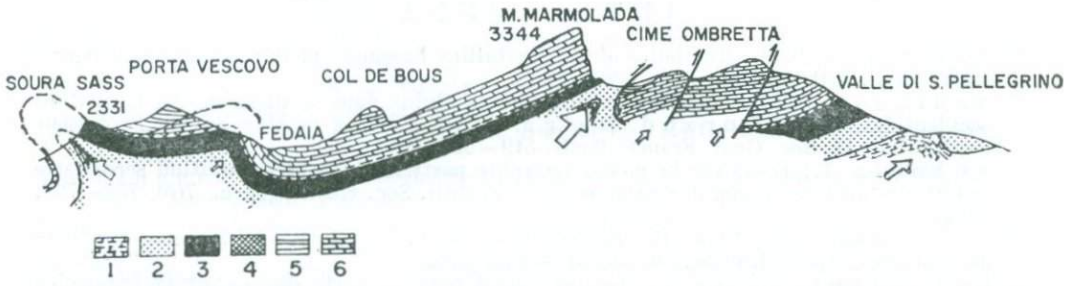
Хотя реакция на избирательную эрозию рифовой и вулканокластической фаций триаса затрагивает в первую очередь долины, она может вызывать наклон, если даже не разрыв рифовых блоков, которые постепенно лишаются своей опоры.

Наклон массивных рифовых блоков вызывает еще один вторичный процесс. Это относится к чехлу позднемезозойских осадков, если он где-то еще сохраняется на вершине рифовых блоков. Четко слоистые известняки, чередующиеся с немногочисленными прослоями мергелей, имеют тенденцию соскальзывать независимо от подстилающих жестких рифовых блоков. Они аккумулируются в загадочные «вершинные структуры», которые, как давно известно, присутствуют и на вершинах, и у основания наклоненных блоков массивных триасовых пород.

Таким образом, все местные и весьма различные структуры Доломитовых Альп могут интерпретироваться как результат эрозионной тектоники. На фиг. 202—204 мы уже попытались отразить масштабы этих явлений.

Конечно, в Доломитовых Альпах широкое развитие эрозионной тектоники обусловлено очень резкой сменой фаций, наличием массивных рифовых пород и прослоев вулканокластических образований. К тому же эрозионная тектоника здесь легко прослеживается, поскольку истинная тектоника лишь слегка захватила Доломитовые Альпы.

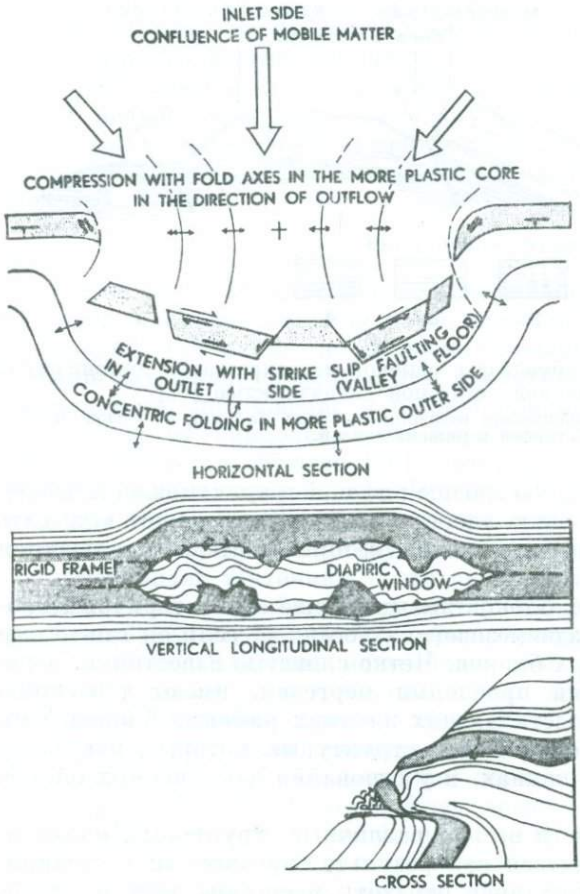
Анализ структуры Доломитовых Альп, по-моему, ярко свидетельствует о том, что эрозионная тектоника распространена, видимо, гораздо шире, чем



Ф и г. 203. Разрез пород группы Мармолада Доломитовых Альп [26].

Вместо тектонической интерпретации (фиг. 202) Энгелен [26] принимает проявление здесь долинной (рифтовой) тектоники и наклон триасовых рифовых блоков как результат реакции на избирательную эрозию. Области развития вулканокластических пород сильно эродированы; подвижный материал был выжат из-под рифовых глыб в антиклинали и диапиры борта долины, в результате чего рифовые глыбы приобрели наклон.

1 — известняки с *Bellerophon*; *2* — верфен; *3* — анизий; *4* — слои Ливиналонго; *5* — слои Ла-Валь; *6* — известняки Мармолада.



Фиг. 204. Схематическое изображение диапировой складки в борту долины, сформировавшейся в результате «эрозионной тектоники» в Доломитовых Альпах.

Поперечный разрез в нижней части фигуры объясняет происхождение такого рода диапиров, на средней фигуре показано основание борта долины, на верхней — схематический план дна долины. Длина таких диапиров в основании бортов долин колеблется от 100 м до нескольких километров.

это до сих пор считалось. Конечно, она может быть гораздо менее выраженной в тех районах, где смена фаций осуществляется не столь резко, как в Доломитовых Альпах, и где истинная тектоника проявлялась более активно. Тем не менее во всех глубоко врезанных долинах горных рек необходимо тщательно определять, что может быть связано с истинной, а что — с эрозионной тектоникой.

ЛИТЕРАТУРА

1. Agterberg F. P., Tectonics of the crystalline basement of the Dolomites in North Italy, Geol. Ultraiectina, 8, 1—232, 1961.
2. Andrusov D., Les principaux plissements alpins dans le domaine des Carpathes occidentales, In M. Durand Delga, Editor, Livre à la Mémoire du Professeur Paul Fallot, II, Soc. Géol. France, Paris, 519—528, 1963.
3. Aubouin J., Essai sur la paléogéographie posttriassique et l'évolution secondaire et tertiaire du versant sud des Alpes orientales, Bull. Soc. Géol. France, 7(5), 730—766, 1964.
4. Beck-Mannagetta P., Bemerkungen zu A. Tollmann's tektonische Synthese der Ostalpen, Geol. Rundschau, 50, 517—524, 1960.
5. Beck-Mannagetta P., Geologische Übersichtskarte der Republik Österreich mit tektonischer Gliederung, 1, 1 000 000, Geol. Bundesanstalt, Wien, 1964.
6. Beck-Mannagetta P., Erläuterungen zur Geologischen und zur Lagerstätten-Karte 1 : 1 000 000 von Österreich, Verhandl. Geol. Bundesanstalt (Austria), 7—64, 1966.
7. Beck-Mannagetta P., Grill R., Holzer H., Prey S., Erläuterungen zur Geologisch und zur Lagerstatten-Karte 1 : 1 000 000 von Österreich, Verhandl. Geol. Bundesanstalt, 7—64, 1966.

8. Bernouli D., Zur Geologie des Monte Generoso (Lombardische Alpen), Beitr. Geol. Karte Schweiz, 148, 1—118. 1964.
9. Beurlen K., Zum Problem der Inntaldecke, Sitz. Ber. Bayr. Akad. Wiss. München, Math. Naturw. Abt., 1944.
10. Boni A., La ligne judicarienne et la limite nordouest de l'Appennin septentrional, Geol. Rundschau, 53, 84—100, 1964.
11. Bosselini A., Lineamenti strutturali delle Alpi Meridionali durante il Permo-Trias, Mem. Museo Storia Nat. Venezia Tridentina, 28, 1—68, 1965.
12. Braumüller E., Grill R., Janoschek R., Küpper H., Salzer H., Geologischer Führer zu Exkursionen durch die Ostalpen, Mitt. Geol. Ges. Wien., 57 (1), 1—377, 1964.
13. Brix F., Götzinger K., Zur Geologie der Beckenfüllung, des Rahmens und des Untergrundes, Erdöl Z., 80, 57—76, 1964.
14. Cadisch J., Prätigauer Halbfenster und Unterengadines Fenster, ein Vergleich, Eclogae Geol. Helv., 43, 172—180, 1951.
15. Cadisch J., Geologie der Schweizeralpen, 2, Aufl. Wepf, Basel, 1—480, 1953.
16. Clar E., Zur Einfügung der Hohen Tauern in den Ostalpenbau, Verhandl. Geol. Bundesanstalt (Austria), 93—104, 1953.
17. Clar E., Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen, Verhandl. Geol. Bundesanstalt (Austria), Sonderh., G, 11—35, 1965.
18. Clar E., Fritsch W., Meixner H., Pilger A., Schönenberg R., Die geologische Neaufnahme des Saualpen-Kristallins, Kärnten, IV, Carinthia, II, 73, 23—51, 1953.
19. D'Amico C., Relazioni comagmatiche tra vulcanismo atesino e plutonismo di Cima d'Asta, La provincia magmatica tardo-ercinica tridentina, Mineral. Petrogr. Acta Bologna, 10, 157—176, 1964.
20. De Boer J., The geology of the Vicentinian Alps (NE-Italy) with special reference to their paleomagnetic history, Geol. Ultraiectina, 11, 178, 1963.
21. De Sitter L. U., Les porphyres Luganois et leurs enveloppes, Leidse Geol. Mededel., 11, 1—61, 1939.
22. De Sitter L. U., Antithesis Alpes — Dinarides, Geol. Mijnbouw, 9, 1—47, 1947.
23. De Sitter L. U., A comparison between the Lombardy Alps and the Dolomites, Geol. Mijnbouw, 18, 70—77, 1956.
24. De Sitter L. U., La structure des Alpes Lombardes, In M. Durand Delga (Editor), Livre à la Mémoire du Professeur Paul Fallot, II, Soc. Géol. France, Paris, 245—256, 1963.
25. De Sitter L. U., De Sitter-Koomans C. M., The geology of the Bergamasc Alps, Lombardy, Italy, Leidse Geol. Mededel., 14B, 1—257, 1949.
26. Engelen G. B., Gravity tectonics in the northwest Dolomites (N. Italy), Geol. Ultraiectina, 13, 1—92, 1963.
27. Exner C., Structures anciennes et récentes dans les gneiss polymétamorphiques de la zone pennique des Hohe Tauern, In M. Durand Delga, Editor, Livre à la Mémoire du Professeur Paul Fallot, II, Soc. Géol. France, Paris, 503—515, 1963.
28. Exner C., Einführung in die Geologie von Österreich, Verhandl. Geol. Bundesanstalt (Austria), 65—91, 1966.
29. Fallot P., Remarques sur la tectonique de couverture dans les Alpes Bergamasques et les Dolomites, Bull. Soc. Géol. France, 5 (20), 183—195, 1950.
30. Fallot P., Les dilemnes tectoniques des Alpes orientales, Ann. Soc. Géol. Belg., Bull., 78, 147—170, 1955a.
31. Fallot P., Schéma Structural des Alpes Orientales, Monsanglant, Paris, 1955b.
32. Fallot P., Le probléme de l'espace en tectonique, Festschr. Ernst Kraus — Abhandl. Deut. Akad. Wiss. Berlin, 3 (1), 48—58, 1960.
33. Fischer A. G., The Lofer cyclothems in the Alpine Triassic, Bull. Kansas Geol. Surv., 169, 107—149, 1964.
34. Fischer A. G., Eine lateralverschiebung in den Salzburge Kalkalpen, Verhandl. Geol. Bundesanstalt (Austria), 20—33, 1965.
35. Flügel H., Geologie des Grazer Berglandes, Mitt. Museum Joanneum Graz, 23, 1—212, 1960a.
36. Flügel H., Die tektonische Stellung des «Alt-Kristallins» östlich der Hohen Tauern, Neues Jahrb. Geol. Paläontol., Monatsch., 202—220, 1960b.
37. Flügel H., Das Paläozoikum in Österreich, Mitt. Geol. Ges. Wien., 56, 400—444, 1963.
38. Flügel H., Versuch einer geologischen Interpretation einiger absoluter Alterbestimmungen aus ostalpinen Kristallin, Neues Jahrb. Geol. Paläontol., Monatsh., 613—625, 1964.
39. Fritsch W., Von der «Anchi» zur Katazone im kristallinen Grundgebirge Ostkärntes, Geol. Rundschau, 52, 202—210, 1962.
40. Gignoux M., Stratigraphic Geology, Freeman, San Francisco, Calif., 1—682, 1950.
41. Guicherit R., Gravity tectonics, gravity field and palaeomagnetism in northeast Italy, Geol. Ultraiectina, 14, 1—125, 1964.

42. Hahn F. F., Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Ems, Mitt. Geol. Ges. Wien, 6, 238—357, 374—501, 1913.
43. Hamann P., Kockel C. W., Luitpoldzone, Bärgündele und das Ende der Lechtaldecke, Geol. Rundschau, 45, 204—213, 1956.
44. Herm D., Die Schichten der Oberkreide (Untere, Mittlere und Obere Gosau) im Becken von Reichenhall (Bayrische/Salzburger Alpen), Z. Deut. Geol. Ges., 113, 320—338, 1961.
45. Jacobshagen V., Kockel C. W., Uberprüfung des «Benna-Deckensattels» in den Hohen Schwangauer Alpen, Neues Jahrb. Geol. Paläontol., Monatsh., 99—100, 1960.
46. Janoschek R., Das Tertiär in Österreich, Mitt. Geol. Ges. Wien, 56, 319—360, 1964a.
47. Janoschek R., Geologie der Flyschzone und der Helvetischen Zone zwischen Atersee und Traunsee, Jahrb. Geol. Bundesanstalt (Austria), 107, 161—214, 1964b.
48. Kapounek J., Kröll A., Papp A., Turnovsky K., Die Verbreitung von Oligozän, Unter- und Mittelmiozän in Niederösterreich, Erdoel Z., 81, 109—116, 1965.
49. Klaus W., Sporen aus dem südalpinen Perm, Jahrb. Geol. Bundesanstalt (Austria), 106, 229—363, 1963.
50. Klaus W., Zur Einstufung alpiner Saltztone mittels Sporen, Vernandl. Geol. Bundesanstalt (Austria), Sonderh., G, 544—548, 1965.
51. Kockel C. W., Beobachtungen im Hornbachfenster (Lechtaler Alpen), Neues Jahrb. Geol. Paläontol., Abhandl., 96, 339—356, 1953.
52. Kockel C. W., Die Larsen-Scholle bei Imst (Tirol), Neues Jahrb. Geol. Paläontol., Monatsch., 1953, 520—533, 1954.
53. Kockel C. W., Der Imbau der nördlichen Kalkalpen und seine Schwierigkeiten, Verhandl. Geol. Bundesanstalt (Austria), 205—211, 1956.
54. Kollmann H., Zur stratigraphischen Gliederung der Gosauschichten von Gams, Mitt. Ges. Geol. Bergbau Stud. Wien, 13, 189—212, 1964.
55. Kraus E. C., Das Orogen, Bergriff, Bildungsweise und Erscheinungsformen, Intern. Geol. Congr., 21st, Copenhagen, 1960, Rept. Session Norden, 18, 236—248, 1960.
56. Kröll A., Ergebnisse der geophysikalischen Untersuchungen, Erdöl Z., 80, 221—227, 1964.
57. Kühn O., Zur Stratigraphie und Tektonik der Gosauschichten, Sitz. Ber. Akad. Wiss. Wien, Math. Naturw. Kl., Abt. 1, 156, 181—200, 1947.
58. Kühn O., Lexique Stratigraphique International, I, Europe, 8, Autriche, Centre Natl. Rech. Sci., Paris, 1—646, 1962.
59. Küpper H., Geologie von Wien, Hollinek, Wien, 1—194, 1965a.
60. Küpper H., Quasicraton und Orthogeosynklinale (Ostalpen und Böhmische Masse im Kenntnisbild der heutigen Geologie), Eclogae Geol. Helv., 58, 73—85, 1965b.
61. Küpper H., Elemente eines Profils von der Böhmischen Masse zum Bakony, Verhandl. Geol. Bundesanstalt (Austria), Sonderch., G, 52—55, 1966.
62. Leonardi P., Breve Sintesi Geologica delle Dolomiti Occidentali, Failli, Rome, 1—80, 1955.
63. Leonardi P., Die Tektonik der Dolomiten im Rahmen des südalpinen Baues, Geol. Rundschau, 53, 101—112, 1963.
64. Leonardi P., Tettonica e tettogenesi delle Dolomiti, Mem. Accad. Lincei Roma, 8(7), 85—212, 1965.
65. Leonardi P., Le Dolomiti, Geologica dei Monti tra Isarco e Piave, Consiglio Nazionale delle Richerche e della Giunta Provinciale di Trento, Manfrini, Rovertero, 1967.
66. Mägdefrau K., Paläobiologie der Pflanzen, 3, Aufl. Fischer, Jena, 1—451, 1946.
67. Maucher A., Der Permische Vulkanismus im Raum von Trient, Geol. Rundschau, 49, 487—498, 1960.
68. Maucher A., Pichler H., Führer zur Pfingstexcursion (1959) der Geologischen Vereinigung nach Südtirol zum Studium des permischen Vulkanismus, Inst. Angew. Geol. Mineral., Munich, 1—23, 1959.
69. Metz K., Geologische Karte der Steiermark, 1:300 000, Akad. Verlagsanstalt, Graz, 1954.
70. Metz K., Gedanken zu baugeschichtlichen Fragen der steirischkärntnerischen Zentralalpen, Mitt. Geol. Ges. Wien, 50, 201—250, 1958.
71. Metz K., Das ostalpine Kristallin der Niedern Tauern im Bauplan der NE-Alpen, Geol. Rundschau, 52, 210—225, 1962.
72. Mittempergher M., La serie effusiva paleozoica del Trentino, Alto Adige, Com. Naz. Rich. Nucl. Rome, Div. Geomineral., 1, 1—87, 1958.
73. Mittempergher M., Rilevamento e studio petrografico delle vulcaniti paleozoiche della Val Garbena, Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., A, 2, 1—41, 1963.
74. Oberhauser R., Die Kreide im Ostalpenraum österreichs in mikropaleontologischer Sicht, Jahrb. Geol. Bundesanstalt (Austria), 106, 1—88, 1963.
75. Oberhauser R., Zur Geologie der West-Ostalpen-Grenzzone in Voralberg und im Prätigau unter besonderer Berücksichtigung der tektonischen Lagebeziehungen, Verhandl. Geol. Bundesanstalt (Austria), Sonderh., G, 184—190, 1965.

76. Pavoni N., Faltung durch Horizontalverschiebung, Eclogae Geol. Helv., 54, 515—534, 1961.
77. Plöchinger B., Die Gosaumulde von Grünbach und der Neuen Welt (N. Ö.), Jahrb. Geol. Bundesanstalt (Austria), 104, 359—441, 1961.
78. Plöchinger B., Die tektonischen Fenster von St. Gilgen und Strobl am Wolfgangsee (Salzburg, Österreich), Jahrb. Geol. Bundesanstalt (Austria), 107, 11—70, 1964.
79. Prey S., Flysch und Helvetikum in Salzburg und Oberösterreich, Z. Deut. Geol. Ges. 113, 282—292, 1962.
80. Reinhard M., Über das Grundgebirge des Sottoceneri im Süd-Tessin und die darin auftretenden Ganggesteine, Beitr. Geol. Karte Schweiz, 117, 1—89, 1964.
81. Richter M., Die Entwicklung der Anschauung über den Bau der deutschen Alpen, Z. Deut. Geol. Ges., 100, 338—347, 1948.
82. Richter M., Schönenberg R., Über den Bau der Lechtaler Alpen, Z. Deut. Geol. Ges., 105, 55—79, 1954.
83. Sarntheim M., Beiträge zur Tektonik der Berge zwischen Memminger und Württemberger Hütte (Lechtaler Alpen), Jahrb. Geol. Bundesanstalt (Austria), 105, 141—172, 1962.
84. Schaffer F. X., Geologie von Osterreich, 2, Aufl. Deuticke, Wien, 1—810, 1951.
85. Schönenberg R., Die Tektonik im Gebiet der Memminger Hütte und ihre Bedeutung für den Bau der Lechtaler Alpen, Deut, Alpenverein, Memmingen, 1959.
86. Selli R., Schema geologico delle Alpi Carniche et Giulie Occidentali, Ann. Museo Geol. Bologna, 30, 1—121, 1963.
87. Spengler E., Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen, I, Der Westabschnitt, Jahrb. Geol. Bundesanst alt (Austria), 96, 1—94, 1953.
88. Spengler E., Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen, II, Der Mittelabschnitt, Jahrb. Geol. Bundesanstalt (Austria), 99, 1—74, 1956.
89. Spengler E., Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen, III, Der Ostabschnitt, Jahrb. Geol. Bundesanstalt (Austria), 102, 193—312, 1959.
90. Spengler E., Les zones de faciès du Trias des Alpes calcaires septentrionales et leurs rapports avec la structure des nappes, In M. Durand Delga, Editor, Livre à la Mémoire du Professeur P. Fallot, II, Soc. Géol. France, Paris, 465—475, 1963.
91. Staub R., Betrachtungen über den Bau der Südalpen, Eclogae Geol. Helv., 42, 220—408, 1950.
92. Termier P., Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes, Bull. Soc. Géol. France, 4(3), 711—765, 1903.
93. Tollmann A., Der Baustil der tieferen tektonischen Einheiten der Ostalpen im Tauernfenster und in seinem Rahmen, Geol. Rundschau, 52, 226—237, 1963a.
94. Tollmann A., Ostalpensynthese, Deuticke, Wien, 1—256, 1963b.
95. Tollmann A., Résultats nouveaux sur la position, la subdivision et le style structural des zones helvétiques, penniques et austro-alpines des Alpes orientales, In. M. Durand Delga, Editor, Livre à la Mémoire du Professeur Paul Fallot, II, Soc. Géol. France, Paris, 477—490, 1963c.
96. Tollmann A., Tabelle des Paläozoikums der Ostalpen, Mitt. Ges. Geol. Bergbau Stud. Wien., 13, 213—228, 1963d.
97. Tollmann A., Die Fortsetzung des Briançonnais in den Ostalpen, Mitt. Geol. Ges. Wien, 57, 469—478, 1964.
98. Tollmann A., Die Neuergebnisse der geologischen Forschung in Österreich, Naturhistorikertagung, 1965, Beiblätter, 3—57, 1965.
99. Van Bemmelen R. W., Beitrag zur Geologie der westlichen Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich) Jahrb. Geol. Bundesanstalt (Austria), 100, 179—212, 1957.
100. Van Bemmelen R. W., Volcanology and geology of ignimbrites in Indonesia, North Italy and the U.S.A., Geol. Mijnbouw, 40, 399—411, 1961a.
101. Van Bemmelen R. W., Beitrag zur Geologie der Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich), II, Die zentralen Gailtaler Alpen, Jahrb. Geol. Bundesanstalt (Austria), 104, 213—237, 1961b.
102. Van Bemmelen R. W., Der gegenwärtige Stand der Undationstheorie, Mitt. Geol. Ges. Wien., 57, 379—400, 1965.
103. Van Bemmelen R. W., The structural evolution of the Southern Alps, Geol. Mijnbouw, 45, 405—444, 1966.
104. Van Bemmelen R. W., «Stockwerktektonik» sensu lato, In J. P. Schaer, Editor, Colloquie Étages Tectoniques, Baconniere, Neuchâtel, 19—40, 1967.
105. Van Bemmelen R. W., Meulenkamp J. E., Beiträge zur Geologie des Drauzuges (Kärnten, Österreich), III, Die Lienzer Dolomiten und ihre geodynamische Bedeutung für die Ostalpen, Jahrb. Geol. Bundesanstalt (Austria), 108, 213—268, 1965.
106. Van Hilten D., Geology and Permian paleomangnetism of the Val-di-Non area, W. Dolomites, N. Italy, Geol. Ultraiectina, 5, 1—95, 1960.

107. Van Hilten D., Presentation of paleomagnetic data, polar wandering, and continental drift, Am. J. Sci., 260, 401—426, 1962.
108. Van Hilten D., Evaluation of some geotectonic hypotheses by paleomagnetism, Tectonophysics, 1, 3—71, 1964.
109. Van Hinte J. E., Zur Stratigraphie und Mikropaläontologie der Oberkreide und des Eozäns des Krappfeldes (Kärnten), Jahrb. Geol. Bundesanstalt (Austria), Sonderb., 8, 1—147, 1963.
110. Van Hinte J. E., Remarks on the Kainach Gosau (Styria, Austria), Kon. Ned. Akad. Wetenschap., Proc., Ser. B, 68, 72—92, 1965.
111. Von Hillebrandt A., Gas Alttertiär im Becken von Reichenhall und Salzburg, Z. Deut. Geol. Ges., 113, 339—358, 1961.
112. Von Pia J., Kalkalgen der Adria und ihre fossilen Verwandten, Natur Volk, 39—49, 84—90, 1941.
113. Wunderlich H. G., Zur tektonischen Synthese der Ost- und Westalpen nach 60 Jahren ostalpiner Deckentheorie, Geol. Mijnbouw., 43, 33—51, 1964.
114. Zacher, W., Zur tektonischen Stellung der Vilser Alpen. Z. Deut. Geol. Ges., 113, 390—408, 1961.
115. Zankl H., Die Karbonat sedimente der Obertrias in den Närdlichen Kalkalpen, Geol. Rundschau, 1968.
116. Zapfe H., Untersuchungen im obertriadischen Riff des Gosaukammes (Dachsteingebiet, Oberösterreich), Verhandl. Geol. Budesanstalt (Austria), 346—360, 1962.
117. Zapfe H., Das Mesozoikum in Österreich, Mitt. Geol. Ges. Wien, 56, 360—400, 1963a.
118. Zapfe H., Beiträge zur Paläontologie der nordalpinen Riffe, Ann. Naturhist. Museum Wien, 66, 207—259, 1963b.

Дополнительная литература

Oxburch E. R., Recent Rb/Sr and K/Ar age determinations and the tectonic history of the Central Eastern Alps, section 3, 1968.

Альпийская Европа. Пиренеи и Нижний Прованс

ВВЕДЕНИЕ

Пиренеи и Нижний Прованс рассматриваются совместно только из-за некоторого сходства в их альпийской истории. Однако, как мы увидим, это отнюдь не означает полной идентичности ни их альпийской, ни более ранней истории.

Кроме того, необходимо уточнить смысл, который мы вкладываем в сами названия. Название «Пиренеи» применяется нами в узком географическом смысле, а не в расширенном геологическом (включающем не только собственно Пиренеи, но и их продолжение в западном направлении). Что касается Прованса, то в данной главе будет рассмотрена лишь южная половина этой юго-восточной провинции Франции.

С точки зрения географов, Пиренеи как самостоятельная горная цепь заканчиваются на западе у побережья Атлантического океана. Однако в структурном отношении они могут быть прослежены далее на запад вдоль северного побережья Испании. Западнее собственно Пиренеев располагается область шарнирного погружения, в которой обнажаются только мезозойские и третичные отложения [52, 56]. Эту область Видман [87] недавно назвал Баскоготской цепью. Но далее на запад шарниры складок вновь воздымаются, и в Астурии и Кантабрийских горах, высшей точкой которых является Пикос-де-Эуропа, мы снова наблюдаем выходы палеозойского фундамента. Эти горы в наш обзор, однако, не попадают.

Что касается провинции Прованс, т. е. юго-восточной части Франции к востоку от Роны, то геологически она принадлежит двум главным элементам. Ее северная часть, или Верхний Прованс, охватывает южные склоны французских Альп. Она образована элементами Субальпийских цепей и носит название Прованских Альп, таким образом эта часть принадлежит собственно Альпам. Ее южная часть, или Нижний Прованс, занята, напротив, широтно ориентированными структурами, которые претерпели складкообразование в пиренейскую фазу альпийской орогении. По своему общему простиранию, времени складчатости и стратиграфии эти структуры обнаруживают значительно большее сходство с Пиренеями, чем с расположенными севернее Альпами. Именно по этой причине южная, геологически наиболее важная часть Прованса рассматривается нами вместе с Пиренеями.

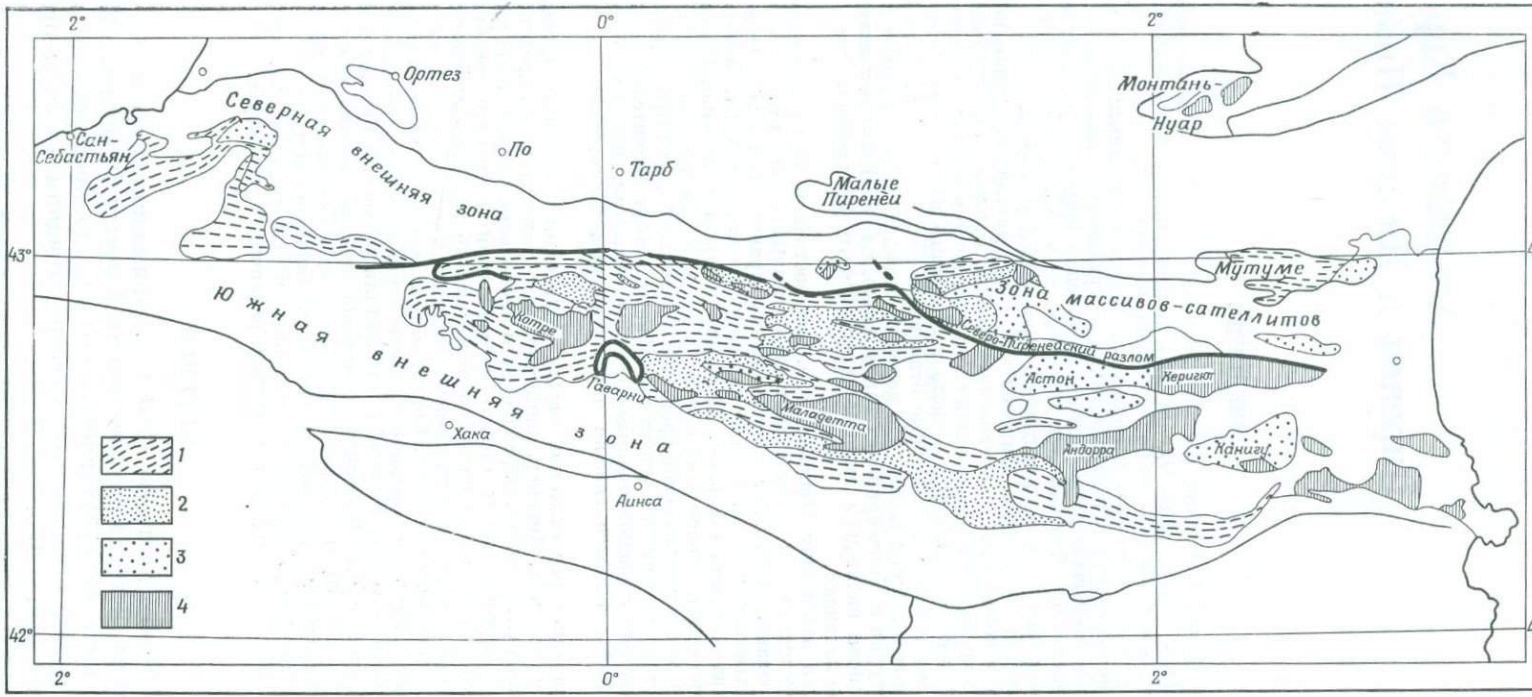
Несмотря на некоторое сходство, между Пиренеями и Нижним Провансом существуют и заметные различия. Пиренеи, например, можно схематически представить в виде симметричного складчатого пояса, образованного продольной Осевой зоной палеозойских отложений, обрамляемой с обеих сторон мезозойскими и третичными отложениями. Прованс, напротив, образован значительно меньшими по размерам альпийскими структурами, среди которых герцинский фундамент обнажается только на двух участках, напоминающих центральные массивы Альп. Еще одно различие заключается в том, что Пиренеи часто приводят в качестве хорошего примера замкнутого (внутриконтинентального) орогена, расположенного между главной континентальной частью Европы и Иберийским субконтинентом. Для Нижнего Прованса такое расположение никогда не предполагалось по той простой причине, что его территория примыкает к Средиземному морю и в связи с этим едва ли может рассматриваться как внутриконтинентальная.

Отсюда следует, что, несмотря на отдельные черты сходства, между Пиренеями и Нижним Провансом существуют и заметные различия в структуре.

ПИРЕНЕИ

Пиренеи образуют длинную (400 км), прямолинейную и узкую (40—80 км) горную цепь, которая служит границей между Францией и Испанией. На всем протяжении от Атлантического океана до Средиземного моря они простираются в одном и том же запад-северо-западном— восток-юго-восточном направлении (фиг. 205).

С геологической точки зрения наиболее важной особенностью Пиренеев является то, что они представляют собой пример горной цепи, образован-



Ф и г. 205. Схематическая геологическая карта Пиренеев.

1 — верхний палеозой; *2* — нижний палеозой; *3* — метаморфические породы; *4* — интрузивные граниты.

ной элементами земной коры, сформировавшимися в течение двух последовательных больших орогенических периодов — герцинского и альпийского, во время которых древние породы не были более или менее полно метаморфизованы.

Это объясняется преимущественно тем, что мезозойские и третичные отложения имели не истинно геосинклинальный, а эпиконтинентальный характер, что нередко связывали с внутриконтинентальным происхождением Пиренеев. Этим объясняется относительно малая мощность чехла альпийских осадков и слабый метаморфизм более древних пород. Действительно, практически все проявления метаморфизма палеозойских и более древних пород связывают с герцинским орогеническим циклом. В Пиренеях из-за отсутствия каледонской орогении в герцинский цикл включают также позднедокембрийские и раннепалеозойские породы. В противоположность альпийской орогении он характеризуется как истинно геосинклинальный.

Пиренеи и Альпы

Здесь мне хотелось бы остановиться несколько более детально на вопросе о предполагаемых внутриконтинентальных условиях Пиренеев. Считалось, что именно в этих условиях скрыто объяснение, почему Пиренеи не являются таким же «первоклассным» орогеном, как Альпы. Разве Альпы не произошли из геосинклинали Тетиса, а Пиренеи из внутриконтинентального бассейна? Таким путем легко удавалось понять и то, почему Альпы асимметричны, и Пиренеи симметричны [26, 57]. По утверждению некоторых авторов, Пиренеи даже не могут быть отнесены к Альпийскому складчатому поясу, как мы видели уже в гл. 9.

В настоящее время Пиренеи занимают, безусловно, внутриконтинентальное положение, будучи вклинены между Мезоевропой и Испанской Месетой. Но интересно было бы знать, каково было их положение до альпийской орогении? Кари [9], например, высказал предположение о вращении Испании против часовой стрелки более чем на 40°, что одно уже могло бы предоставить пространство для значительно большего бассейна седиментации для Пиренеев. Палеомагнитные измерения пермо-триасовых пород южной части Осевой зоны [81] показали, что магнитные склонения здесь значительно отличаются от склонений в Мезоевропе. Возможно, это свидетельствует даже о значительно большем расстоянии дрифта Испании и Пиренеев относительно Мезоевропы.

Вполне вероятно, что дальнейшие исследования существенно сократят те различия, которые, как предполагается, существуют между Альпами и Пиренеями.

Необходимо, кроме того, подчеркнуть, что различия были определены тогда, когда ороген рассматривался как единая, простая тектоническая единица. В те времена все различия между Альпами и Пиренеями стремились объяснить с помощью какого-то одного главного фактора, сводящего эти различия (существовавшие, как считалось, между двумя орогенами) к одной и по возможности простой причине. Затем выяснилось, что структура орогенов значительно более сложная. Существование различий по простиранию структуры, первоначально интерпретировавшейся как единый и простой ороген, безусловно, уменьшает значение принимавшихся вначале различий между двумя или несколькими орогенами.

Главные подразделения Пиренеев

И в Пиренеях структура также более сложная, чем это первоначально предполагалось. В наиболее простой схеме, отмеченной выше, Пиренеи представляют собой симметричный ороген, состоящий из Осевой зоны, сопро-

вождаемой как с севера, так и с юга внешними зонами [48]. Осевая зона, заключающая доальпийские, герцинские и даже более древние породы, как полагали, наиболее древняя, а внешние зоны, рассматриваемые как краевые прогибы,— более молодые (они заполнены мезозойскими и третичными отложениями).

Более того, предполагалось, что в альпийский орогенез происходило всего лишь омоложение «герцинской цепи».

Еще далее за внешними зонами, в Малых Пиренеях на севере [22] и в зоне Сьерры на юге [78], расположены системы мелких складок юрского типа. Эти структуры, однако, всегда четко отделены от собственно Пиренеев, и поэтому вопрос о них не вызывает споров.

Такое простое продольное расчленение на серию симметричных зон приемлемо только для Западных и части Центральных Пиренеев [1]. В восточном направлении происходят расширение и резкая дифференциация Осевой зоны; кроме того, структура Пиренеев усложняется там появлением к северу от Осевой зоны еще одного примечательного элемента. Эта дополнительная зона сложена интенсивно смятыми в складки мезозойскими отложениями и отличающимися большой мощностью образованиями нижнего мела, которые составляют обрамление так называемых массивов-сателлитов. Последние напоминают Осевую зону, поскольку образованы гранитами, гнейсами, кристаллическими сланцами и менее метаморфизованными осадочными породами палеозойского возраста.

Эта дополнительная структурная единица — «северо-восточная зона Пиренеев с массивами-сателлитами», или, для краткости, «зона массивов-сателлитов»,— отделена от Осевой зоны крупным Северо-Пиренейским разломом, обладающим всеми чертами поперечного разлома. Весьма вероятно, что именно благодаря движениям по Северо-Пиренейскому разлому, блоки коры, некогда пространственно разобщенные, были затем приведены в непосредственный контакт.

Де Ситтер [26, 30], совместно со своими учениками проводивший картирование восточной части Центральных Пиренеев, т. е. той части, где наибольшую ширину имеет не только Осевая зона, но и зона массивов-сателлитов, всегда пытался протянуть последнюю зону в виде одного из главных структурных элементов не только вдоль всего северного, но также и вдоль южного склона Пиренеев. Это находится в противоречии с фактическими данными, поскольку ни к северо-западу, ни к югу от Осевой зоны никаких массивов-сателлитов не обнаруживается. Мне это представляется не чем иным, как еще одним примером попыток тектонистов втиснуть какой-то складчатый пояс в заранее заготовленную модель.

Несмотря на различия во мнениях, мы благодарны Де Ситтеру за то, что он, единственный из современных авторов, осмелился представить общую картину Пиренеев. Учитывая важность его обобщений для широкого круга читателей, необходимо, однако, отметить некоторую запутанность его терминологии. Зону массивов-сателлитов и ее предполагаемый аналог на южном склоне Де Ситтер называет «Северо-Пиренейской зоной с массивами-сателлитами» и «Южно-Пиренейской зоной с тектоникой скольжения» [26]. Однако в тексте работы Де Ситтера [26] и на схеме, воспроизведенной нами на фиг. 206, эти зоны названы «внутренними» из-за их положения между Осевой зоной и краевыми прогибами [32]. Использование понятия «внутренний» —не более, чем заблуждение, поскольку в Пиренеях оно, видимо, означает нечто отличное от внутренних зон покровов Альп. В более поздней работе

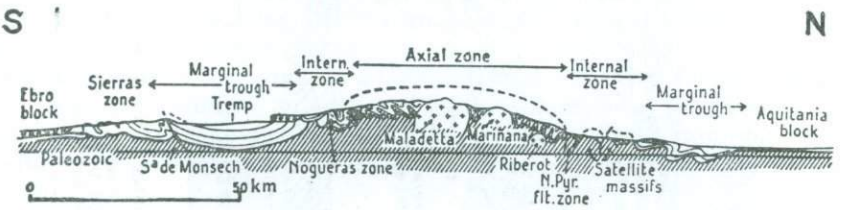
---

[1] Слово «центральный» применительно к Пиренеям совершенно оправданно, ибо означает центральную часть горной цепи, заключенную между ее западной и восточной частями. В этом случае нет той двусмысленности, как в Альпах, когда «Центральными Альпами» называют продольную зону австрийских Альп.

Де Ситтера [30], те же самые зоны в тексте названы уже «внешними зонами», хотя на фиг. 282, скопированной из более ранней публикации 1956 г., они все еще сохраняют старые названия. В работе Де Ситтера 1965 г. южная внешняя зона переименована в «зону Ногера» [31, 23], см. фиг. 207.

Но, даже не принимая во внимание усложнения структуры Пиренеев из-за добавления «зоны северо-восточных Пиренеев с массивами-сателлитами», общая картина все равно остается сложнее, чем следовало бы ожидать исходя из простой схемы древней Осевой зоны, обрамляемой молодыми внешними зонами.

В Западных Пиренеях, где Осевая зона значительно у́же, так что ее соотношения с краевыми зонами становятся более ясными, мы не встречаем



Фиг. 206. Схематический поперечный разрез Центральных Пиренеев [26].

никаких признаков выклинивания в сторону Осевой зоны меловых или эоценовых отложений [83]. То же подтверждается и на западной погружающейся оконечности Осевой зоны. Существование эрозионного останца сеноманских отложений на вершине Балайтоса в центре Осевой зоны Западных Пиренеев свидетельствует об этом же [65].

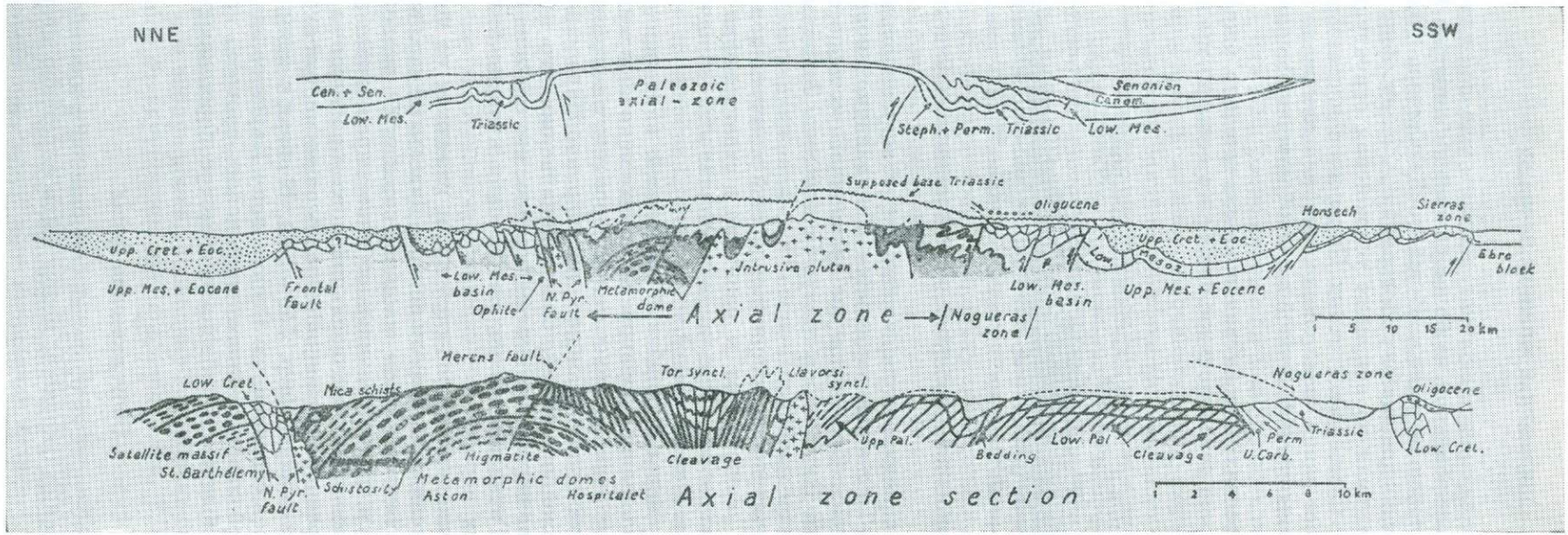
Различия в стратиграфии северной и южной внешних зон, бесспорно, существуют. Однако существуют и различия в стратиграфии по простиранию этих зон; какие различия в действительности важнее — поперек горной цепи или вдоль нее,— решить трудно.

Таким образом, перед альпийской орогенией в современной Осевой зоне были представлены мезозойские и эоценовые отложения. Поднятие Осевой зоны привело к размыву более молодых осадков и вскрытию палеозойских пород. Следовательно, современное простирание Пиренеев обусловлено в основном альпийской орогенией. Совершенно верно, что в Осевой зоне обнажены древнейшие породы, но совсем неверно, что эта зона сама по себе столь же древняя. Точно так же моложе не сами краевые зоны, а только обнажающиеся в них породы.

Неверно и то, что альпийские структуры являются не чем иным, как омоложенным герцинским складчатым поясом. Детальный анализ герцинских структур в Осевой зоне и в зоне массивов-сателлитов позволил выявить простирания структур, резко отличные от ярко выраженного запад-северо-западного — восток-юго-восточного альпийского простирания (стр. 321—322). Кроме того, стратиграфия нижнего палеозоя во многом сходна со стратиграфией гор Монтань-Нуар (стр. 156—159). В связи с этим правильнее, видимо, рассматривать современную Осевую зону Пиренеев как часть древнего и значительно более обширного герцинского орогена, который более или менее случайно был поднят и вскрыт в центре пересекающего его альпийского орогена.

Орогенические фазы

Возраст складчатости двух орогений (герцинской и альпийской), участвовавших в образовании Пиренеев, может быть определен несколько более точно.



Ф и г. 207. Поперечный разрез восточной части Центральных Пиренеев [26].

Верхний разрез — реконструкция обстановки, возникшей после досеноманской складчатости. Предполагается, что в то время началось обособление Осевой зоны, внешних зон и краевых бассейнов. Средняя часть фигуры — генерализованный фактический поперечный разрез. Нижняя часть фигуры— разрез только Осевой зоны. К северу от Северо-Пиренейского разлома расположена зона массивов-сателлитов. Зона Ногера к югу от Осевой зоны ранее именовалась южной внутренней (или внешней) зоной.

Главная герцинская складчатость проявилась, видимо, в раннем вестфале, хотя несогласия устанавливаются также и в нижнем карбоне. Верхний вестфал и стефан, несмотря на то что они сами складчаты, залегают в нескольких пунктах вдоль оси Пиренеев, явно трансгрессивно. Это позволяет относить герцинскую скадчатость Пиренеев к судетской фазе, что находится в полном соответствии с положением Пиренеев по отношению к лимническим и паралическим угольным бассейнам Западной Европы (стр. 123—126).

Всегда говорят о различиях между предварительной и главной фазами альпийской орогении. Более ранняя фаза коррелируется со стратиграфическим перерывом различной длительности, предшествовавшим «сеноманской трансгрессии», возраст которой также варьирует. Она соответственно датируется как «предсеноманская». Однако это не истинная фаза складчатости, поскольку ее влияние повсеместно проявилось только в вертикальных движениях и наклоне блоков коры.

Пиренейская фаза является главной фазой альпийской орогении в Пиренеях, с чем и связано ее название. Штилле отнес ее к позднему эоцену, ко времени между бартонским и лудийским ярусами. С тех пор она «постарела» и теперь ее обычно помещают в верхнем эоцене в конце лютетского времени [35].

Позже такая датировка была оспорена Манженом [54, 55] на основании данных микропалеонтологических исследований нижнетретичных отложений вокруг Западных Пиренеев [78]. Это может рассматриваться как обновление идей Кадиша об использовании седиментации в областях форландов для установления возраста горообразования (стр. 203). Манжен высказал предположение, что эоценовые осадки флишевого типа поступали с юга, из района современного бассейна Эбро. По его соображениям, по крайней мере часть бассейна в эоцене являлась поднятием.

Идея о проявлении в Пиренеях «пиренейской» главной фазы была поддержана Де Ситтером [28], однако вопрос о ней до сих пор остается открытым [82]. Конечно, вполне возможно, что складчатости в Осевой зоне, где проводил исследования Де Ситтер, предшествовала складчатость в периферийных осадочных бассейнах, которые и изучал Манжен.

Литература

В заключение этого короткого введения следует, видимо, сказать несколько слов о литературе. Изучение литературы по Пиренеям, опустив все более ранние работы, можно начать с Леона Бертрана, который, кстати, не имеет никакого отношения к Марселю Бертрану, французскому геологу, убедившему альпийских геологов в существовании больших покровных структур. Работая в Пиренеях в начале этого века, Л. Бертран [2, 3] постулировал присутствие в альпийской тектонике Пиренеев крупных покровных структур. Однако, за некоторыми исключениями, касающимися, в частности, покрова Гаварни (стр. 326), наличие этих структур не было подтверждено более поздними исследованиями. Большинство альпийских покровов Пиренеев по своим размерам такие, какие в Альпах рассматриваются как параавтохтонные [10].

Французские геологи интересовались главным образом стратиграфией, тогда как немецкие исследователи из школы Штилле были настолько начинены заранее заготовленными структурными идеями, что их публикации, исключая диссертацию Миша [66], вообще лишены сколько-нибудь существенного стратиграфического обоснования.

Пиренеи пострадали от того, что вдоль них проходит государственная граница. Каждый исследователь изучал, как правило, только один склон, с французской или с испанской стороны. Это, конечно, препятствовало разработке прочной общей точки зрения. Де Ситтер со своими учениками с самого начала пошел иным путем. Их работы, опубликованные главным образом в журнале «Leidse Geologische Mededelingen», представляют собой результаты единственного выполненного на современном уровне картирования поперечного сечения Осевой зоны Пиренеев [27, 32, 33, 49, 88].

Для восточной части этой горной цепи мы располагаем современным геологическим описанием в путеводителе к «Чрезвычайному собранию» 1958 г. Геологического общества Франции [79].

Кроме того, наши фрагментарные знания о Пиренеях складываются из результатов исследований, выполненных сотрудниками Утрехтского университета и опубликованных

в «Estudios Geologicos», а также исследований, выполненных научными работниками различных университетов Франции и изданных или издающихся Службой геологической карты.

Осевая зона Пиренеев

Внутри Осевой зоны можно выделить три главных структурных элемента, которые не группируются в подзоны, но образуют в пределах Осевой зоны более или менее неправильную мозаику. Этими тремя элементами являются: 1) обширные площади развития согласно залегающих осадочных пород, 2) большие гнейсовые купола и 3) гранитные батолиты.

Герцинская осадочная серия

Герцинская осадочная серия охватывает породы от верхнего докембрия (?) до нижнего карбона; древнейшие известные в Пиренеях органические остатки принадлежат карадоку. В нижней части разреза, ниже готландия, обнаружены крупные, но по структуре простые купола, в которых в процессе метаморфизма и метасоматоза были созданы погребенные гнейсовые купола с внешней осадочной оболочкой. Хорошо известным примером их является купол Канигу в Восточных Пиренеях [45]. Интрузии, представленные то более крупными, то более мелкими гранитными батолитами, утратили свои связи с площадями гранитизации, из которых они, вероятно, произошли (это выделенные Рагеном «circumscribed» граниты).

Нижняя и верхняя части осадочной серии фациально совершенно различны [85, 75, 12, 63, 86, 14]. Нижняя часть серии, ниже карадока, состоит из монотонной обломочной толщи песчаников и глин мощностью в несколько километров. Предполагается, что она достигает верхнего докембрия. Верхняя часть серии представлена переслаиванием глинистых сланцев, мергелей и известняков мощностью не более 1 км. Часть известняков образована массивными рифами мощностью иногда до 100 м, которые играют выдающуюся роль в тектонике Осевой зоны.

Между нижней и верхней частями осадочной серии Осевой зоны залегает силур, образующий относительно маломощную (не более 100 м) толщу. Кроме развитых местами конгломератов и известняков, она характеризуется черными, битуминозными карбонатными граптолитовыми сланцами. Почти повсюду в Пиренеях эта толща интенсивно тектонически деформирована. Как правило, она образует границу между нижним структурным этажом, или штокверком (Stockwerk), характеризующимся крупными простыми куполообразными структурами и, верхним штокверком, для которого типичны интенсивная складчатость, надвиги и, может быть, небольшие покровы.

Картина, нарисованная выше, наиболее четко выражена в Западных Пиренеях. В восточном направлении силур становится более песчанистым и, возможно, именно в силу этого фациального различия все палеозойские отложения могут быть объединены здесь в единый штокверк. Такая попытка объединения всего палеозоя в единый штокверк была недавно предпринята Рагеном [69, 70], который ниже штокверка более или менее метаморфизованных палеозойских осадков различает еще два крупных штокверка: средний, образованный мигматитовыми куполами, и нижний, представленный докембрийским фундаментом, в меньшей степени реактивизированным метаморфизмом и мигматизацией.

Отсюда следует, что наибольшей подвижностью кора обладала во время отложения нижней части осадочной серии Осевой зоны. Это и привело к тому, что бассейн оказался заполненным обломочными осадками мощностью в несколько километров (в процессе размыва какого-то воздымающегося хинтерланда). Силур был периодом тектонического покоя, тогда как в девоне земная кора снова приобрела неустойчивость. В верхней части осадочной

серии, в девонских и нижнекаменноугольных отложениях благодаря их хорошей охарактеризованности фауной, удается выявить ряд перерывов различного значения и латеральные изменения фаций; в нижней части осадочной серии такие перерывы установить не представляется возможным. Однако мы не имеем доказательств того, что более интенсивные движения проявлялись именно в поздний период. Напротив, мощные обломочные толщи нижней части разреза отражают интенсивнейшие движения земной коры в раннюю геосинклинальную стадию развития Пиренеев.

В Пиренеях, как и в герцинских сооружениях Франции, нет никаких доказательств проявления каледонских орогенических движений. Нет данных и о проявлении бретонской фазы герцинской орогении. Обычно в качестве доказательства проявления бретонской фазы приводится факт отсутствия верхнедевонских отложений, который, однако, может рассматриваться и как доказательство проявления интенсивных эпейрогенических движений.

Кроме того, предполагаемый перерыв между средним девоном и нижним карбоном в последние годы сокращен на основании изучения конодонт. Необходимо отметить, что вообще палеозой Пиренеев беден окаменелостями. Корреляция разрезов зачастую основывается либо на немногих случайных находках фауны, либо на литостратиграфических данных, либо на таких загадочных остатках, как *Pleurodictyon*. Любые более широкие корреляции, не только по всем Пиренеям, но и по примыкающим орогенам, следует воспринимать скептически.

Гнейсы и граниты

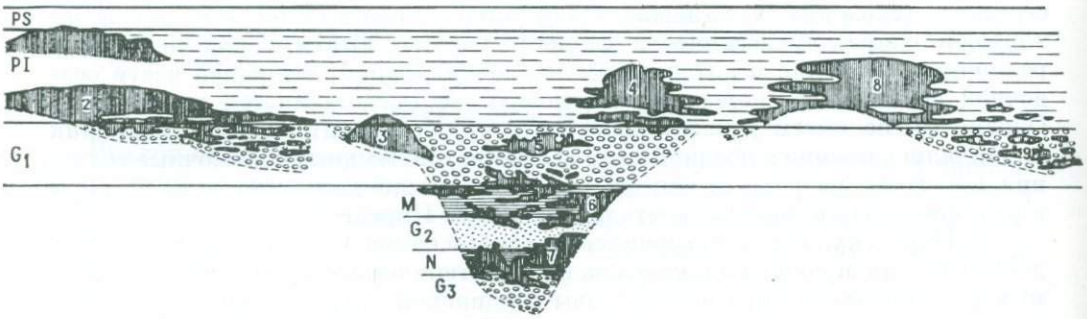
В проявлениях метаморфизма и метасоматоза внутри Осевой зоны обнаруживается значительная латеральная изменчивость. Чем она определяется, пока неизвестно [69].

Метаморфизм обычно ограничен нижней частью осадочной серии, но местами он распространяется и вверх, достигая девона. С другой стороны, несмотря на то что метаморфизм и метасоматоз нижней части осадочной серии местами проявились очень активно, в других местах Пиренеев большая часть обломочной толщи ниже готландия метаморфизована только очень и очень слабо.

На наблюдающуюся в Восточных Пиренеях резкую изменчивость степени метаморфизма и метасоматоза даже в смежных куполах указывал, например, Гитар [43] (фиг. 208).

Кроме того, метасоматоз в погребенных гнейсовых куполах, по-видимому, не выдержан так строго, как, например, в Центральном массиве. Вместо единого ряда пород, от слегка метаморфизованных до сильно мигматизированных, здесь наблюдаются повторения; в одном и том же разрезе двуслюдяные сланцы и гнейсы могут повторяться многократно, как это наблюдается, например, в куполе Канигу в Восточных Пиренеях (фиг. 209).

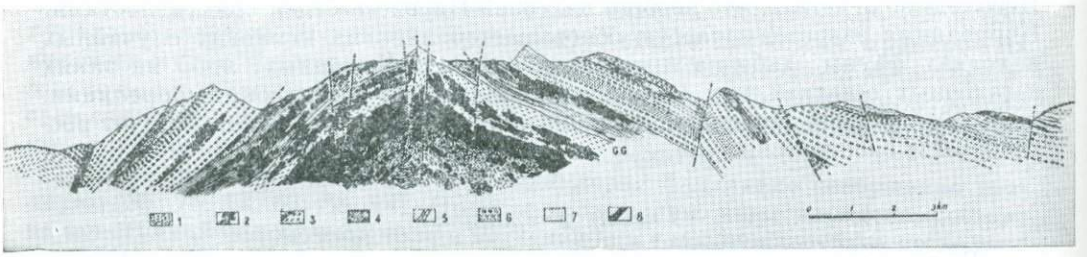
Повторения можно объяснить либо чередованием в разрезе различных по составу пород осадочной серии, по которым развились анатектиты, либо включением в герцинскую структуру догерцинского фундамента [70]. Такие объяснения представляются наиболее простым выходом из положения; при этом большие погребенные гнейсовые купола Осевой зоны интерпретируются обычно как составная часть первичного автохтонного фундамента. Существует, однако, и другое возможное объяснение, предложенное недавно Гитаром [45]. Он постулировал, что купол Канигу не является автохтонным погребенным куполом и что его гнейсовое ядро, заключенное между двуслюдяными сланцами, может интерпретироваться как кристаллическое ядро большого покрова, структурно напоминающего пеннидские покровы Альп, но сформированного в герцинскую орогению.



Ф и г. 208. Схематический стратиграфический разрез, показывающий различия в гранитизации в соседних областях в пределах Осевой зоны Восточных Пиренеев [43].

PS — верхний палеозой; PI — нижний палеозой; G_1 — стратифицированные гнейсы Канигу и Каранса; M — слюдяные сланцы Балатг; G_2 — гнейсы Каземи; N — глубинные слюдяные сланцы Канигу; G_3 — глубинные гнейсы Канигу.

1 — граниты Керигут; *2* — граниты Мон-Луи; *3* — граниты Костабони; *4* — граниты Батер; *5* — граниты Вальманайя; *6* — граниты Пи; *7* — глубинные граниты Канигу; *8* — граниты Сен-Лоран.



Ф и г. 209. Поперечный разрез гнейсового купола Канигу в Восточных Пиренеях [43].

1 — гнейсы Сьерра-дель-Кади; *2* — лейкократовые граниты; *3* — гнейсы Каземи; *4* — слюдяные сланцы Балатг; *5* — «циполиновые» мраморы; *6* — стратифицированные гнейсы; *7* — слюдяные сланцы Канавей; *8* — кристаллические зернистые гнейсы.

Другим моментом, связанным с метаморфизованными участками Осевой зоны, является то, что они побудили Гитара [43, 44] и Цварта [89—92] заняться детальным изучением микротектоники и (или) петротектоники. Оба автора выделяют в герцинской орогении несколько фаз тектонических движений и метаморфизма. Несмотря на выявление последовательности этих событий, привязать их к общей геохронологии, относительной или абсолютной, пока не удается. Мы встречаемся здесь с той же трудностью, с которой встретился Хёппенер при анализе микротектонитов Рейнских Сланцевых гор (стр. 121).

Однако один из результатов указанных выше исследований выходит за пределы чисто местного значения. Речь идет о доказательстве существования герцинского орогенического направления (складок, линейных структур и пр.), значительно отличающегося от запад-северо-западного — востоко-юго-восточного альпийского простирания и зачастую даже перпендикулярного ему. Именно это открытие позволило мне заявить на стр. 319 о том, что современные Пиренеи, т. е. альпийский ороген, заключают в своей Осевой зоне фундамент, состоящий частично из более раннего герцинского орогена, никак не связанного с альпийским орогеном.

Наконец, интрузивные гранитные батолиты («Circumscribed» граниты) являются совершенно нормальными гранитными батолитами без каких-либо специфических черт. Читателям, интересующимся этой проблемой, следует обратиться к региональной литературе.

Вместе с тем возник вопрос о том, целесообразно ли вообще использовать в Пиренеях классификацию, предусматривающую расчленение на глубинные мигматитовые гнейсы и гранитные батолиты, внедрившиеся в кору на более высоких уровнях. Гланжо [37], например, указал на то, что между двумя

этими группами пород должны быть переходы. Его общие представления выражены в хорошо документированном генетическом разрезе. Значительно труднее распознать присутствие переходных элементов в поле. На карте (фиг. 205) видно, что в Восточных Пиренеях преобладают мигматитовые купола, а в Западных и частично в Центральных Пиренеях — интрузивные батолиты. Если интерпретировать эту картину в соответствии с точкой зрения Гланжо, принимая, что Восточным Пиренеям в целом свойственна более высокая степень метаморфизма и метасоматоза, то зона перехода должна находиться где-то на меридиане Андорры. Здесь положение осложняется семантическими различиями в систематиках французской и лейденской школ. Де Ситтер и его ученики различают синтектонические лейкократовые граниты, связанные с мигматитами, и посттектонические гранодиориты, что сильно затрудняет восприятие проблемы.

Один из таких переходных элементов, возможно, и обнаружен недавно в гранитном массиве Лос-Каньонес в Центральных Пиренеях [16].

Конечно, вполне вероятно, что переходы между глубинными мигматитовыми куполами и более высокими интрузивными гранитами существуют. Такие переходы фактически отмечаются повсеместно, например, в Центральном массиве. Вместе с тем такие переходы вовсе не обязательно вскрыты в современном рельефе, поэтому они могут быть и не выявлены.

Тот факт, что в Пиренеях мы обнаруживаем либо глубинные мигматитовые купола, либо поверхностные интрузивные члены той последовательности гранитизации, которая должна бы быть более или менее непрерывной, объясняется, видимо, штокверковой тектоникой, в пределах Осевой зоны выраженной весьма четко.

В результате срыва по поверхности силурийских сланцев верхняя часть палеозоя (девон и нижний карбон) совместно с гранитами, внедрившимися в кору на высоких уровнях, образует верхний структурный этаж (верхний штокверк), который фактически потерял связь с нижним структурным этажом (нижним штокверком), представленным нижним палеозоем, содержащим мигматитовые купола.

Внешние зоны Пиренеев

Северная и южная внешние зоны образуют склоны Пиренеев, где осадочные серии альпийского орогенического цикла не были размыты эрозией. Несмотря на значительные фациальные различия между северной и южной зонами и по простиранию каждой зоны, выявляется одно общее свойство, а именно то, что альпийское осадконакопление имело эпиконтинентальный характер.

Альпийская осадочная серия

Из-за прерывистости осадконакопления в раннем и среднем мезозое альпийские осадки образуют лишь относительно маломощный чехол. Более или менее непрерывным осадконакопление на большей части Пиренеев стало только начиная с позднего мела. Мощность мезозойских отложений составляет обычно около 1000 м; редко она становится вдвое больше.

Постгерцинское осадконакопление началось в поздневестфалское время в изолированных бассейнах; местами оно в том же виде продолжалось и в перми. Первое более или менее общее осадконакопление представлено континентальными красноцветными отложениями, относимыми обычно к пермо-триасу. Большая часть триаса характеризуется германской фацией; наиболее важной особенностью является присутствие эвапоритов, определивших возникновение покровных чешуй.

«Испанский» элемент триаса Пиренеев представлен вулканитами. Часть из них, имеющая андезитовый или близкий тому состав, присутствует в виде

лавовых потоков и интрузий в красноцветных породах [81, 76, 67, 62—64], например в знаменитом пике Миди-д'Оссо. Однако главным образом здесь развиты зеленокаменные породы основного состава без четко выраженной структуры, называемые в Испании офитами. В отличие от офиолитов Альп они присутствуют в эпиконтинентальных и даже континентальных толщах и поэтому не имеют ничего общего с эвгеосинклинальными фациями. Офиты всегда интенсивно тектонически деформированы, из-за чего все интрузивные контакты уничтожены и генетическая интерпретация этих пород затруднена.

Юра и нижний мел спорадически распространены в северной внешней зоне и на западном и восточном краях южной внешней зоны [10, 11, 79, 22].

Верхний мел представлен в обеих внешних зонах, но в различных фациях. На севере он обычно начинается с конгломератов и обломочных образований, связанных с кампанской трансгрессией. В маастрихте отлагались осадки флишевого типа. В северо-восточной части этой горной цепи маастрихт представлен континентальной гарумнийской фацией, которая развита вплоть до Прованса. На юге позднее меловое осадконакопление в ряде районов началось уже в сеномане, а в остальных — только в кампане. Отложения в основном карбонатные; они образованы мергелями и известняками с подчиненными доломитами [66, 82, 83].

Фациальные различия между северной и южной внешними зонами отмечались всегда. Однако не следует забывать и о фациальных различиях, причем различиях того же порядка, отмечаемых для большинства формаций по простиранию каждой зоны.

Стратиграфические различия между северной и южной внешними зонами, возможно, преувеличены; весьма контрастными они представляются, видимо, лишь из-за отсутствия данных по промежуточной области Осевой зоны. И, напротив, различия по простиранию каждой из внешних зон могут быть прослежены шаг за шагом, чем и создается впечатление о постепенных переходах.

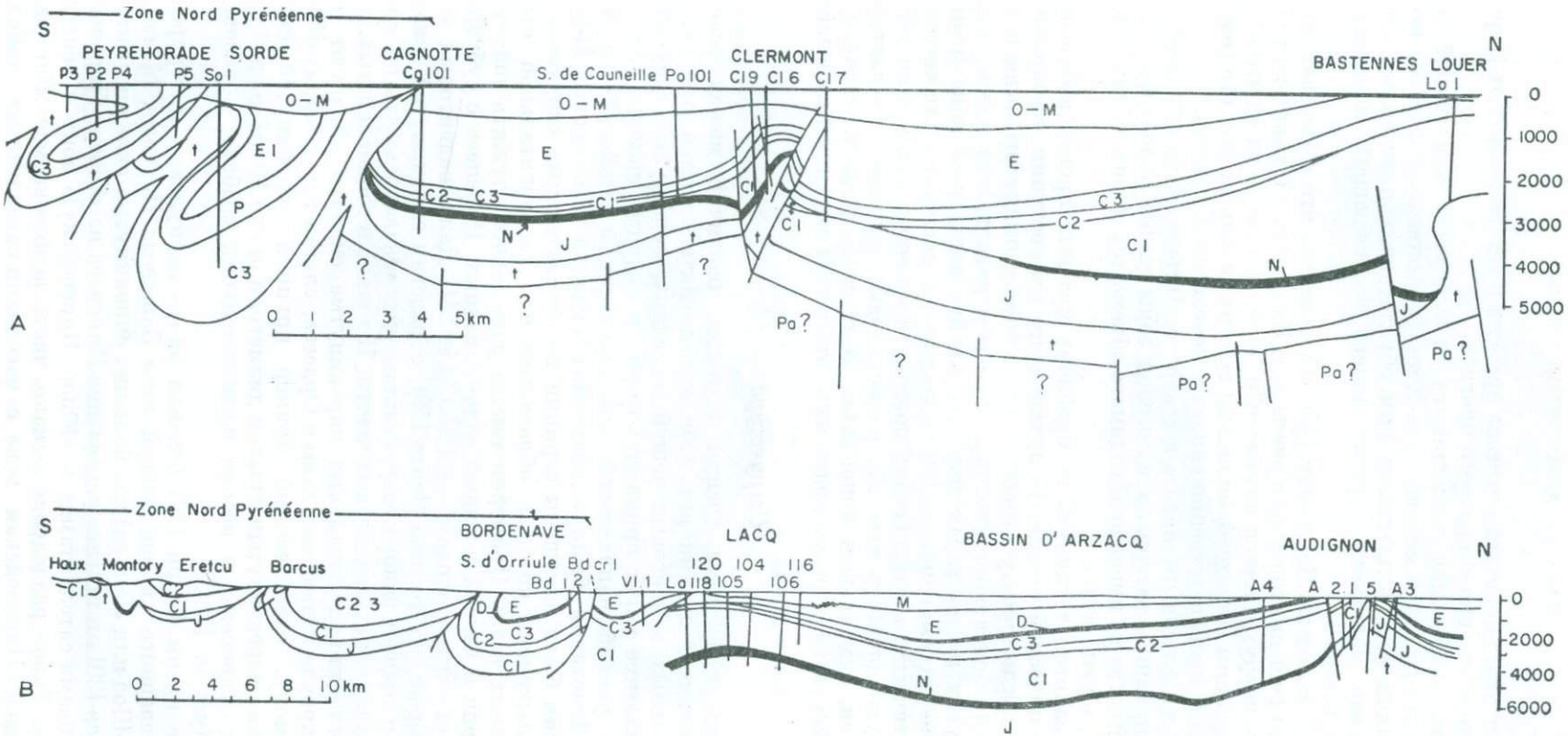
Следует сказать несколько слов о проблематичных краевых прогибах, которые, по мнению многих авторов, якобы приурочены к краям внешних зон. Краевой прогиб является принадлежностью тектонической модели симметричного орогена, образованного более древней осевой зоной и обрамляющими ее осадочными прогибами, которые со временем расходятся в стороны от Осевой зоны.

Однако в Пиренеях Осевая зона как тектонический элемент не древнее внешних зон. Осадконакопление во внешних зонах не было связано с тектоническими линиями. Таким образом, теоретической необходимости существования двух краевых прогибов здесь нет.

Тем не менее верно то, что на различных частях склонов Пиренеев мощные осадочные толщи накапливались в разное время. Однако всякую попытку как-то увязать эти бассейны между собой, т. е. разместить их в определенной последовательности на площади и во времени, следует рассматривать как излишнее упрощение, основанное чаще всего на недостатке фактических данных.

По мере получения большего количества данных (так случилось, например, в западной части Аквитанского бассейна, к северо-западу от Пиренеев [22]), становятся понятными и ограниченная природа осадочных бассейнов на данный отрезок времени, и крайне незакономерные изменения мощностей (фиг. 210).

Единственным реальным прогибом, существовавшим на этой площади, является прогиб, заполненный верхнемеловым и нижнеэоценовым флишем, который вытянут в виде полосы вдоль оси Пиренеев; мощность флиша составляет несколько километров. Но в позднем мелу прогиб занимал отнюдь не краевое положение, захватывая большую часть современной северной внешней зоны. Только в раннем эоцене он переместился в северном направлении



Ф и г. 210. Два разреза западной части северной внешней зоны и южной границы Аквитанского бассейна [22].

Показано неравномерное распределение различий в мощности верхнего мела, не связанных с постаккумуляционной пиренейской орогенией.
O — M — олигоцен — плиоцен; E — эоцен; E_1 — нижний эоцен; Y — ипр; P — палеоцен; D — даний; C^3 — сенон; C^2 — сеноман — турон; C^1 — нижний мел; N — неоком; J — юра; t — триас; Pa — палеозой.

и лишь во время этого короткого отрезка времени к северо-западу от Пиренеев существовало нечто вроде краевого прогиба.

Аналогичное положение, по-видимому, имело место и в южной зоне, известной нам значительно меньше. Тен-Хааф [80] описал локальное местонахождение флиша мощностью свыше 4 км, образовавшееся, очевидно, в течение относительно короткого отрезка эоцена, отвечающего ланденскому и бартонскому векам.

Более того, вслед за Манженом [55] мы считаем, что флишевая толща образовалась за счет привноса материала не с Пиренеев, а с каких-то южных массивов, ныне погрузившихся под бассейн Эбро. Несмотря на то что прогиб находился у окраины Пиренеев, он не был вытянут вдоль их оси; его генезис, вероятно, не был непосредственно связан с генезисом Пиренеев.

Что касается флиша, развитого к северу от Пиренеев, то его происхождение за счет привноса материала из осевой зоны также маловероятно. Эта зона просто никогда не имела необходимого объема тех пород, обломки которых ныне образуют флиш.

Если мы захотим взглянуть на проблему краевых прогибов безотносительно к тектонической теории, то лучше всего мы поступим, процитировав Кувийе и др. [22], которые установили, что, кроме упомянутого выше позднемелового и раннеэоценового прогиба, «прогибы развивались здесь то в одном, то в другом месте, характеризуясь крайне капризной локализацией. Их образование, несомненно, связано с мелкими подвижками для восстановления изостатического равновесия; поэтому третичные отложения обычно имеют меньшую мощность там, где раннемеловые отложения характеризуются, напротив, наибольшей мощностью. В течение среднелютетского времени Пиренейская цепь резко поднялась; это и был истинный пиренейский орогенез».

Структура

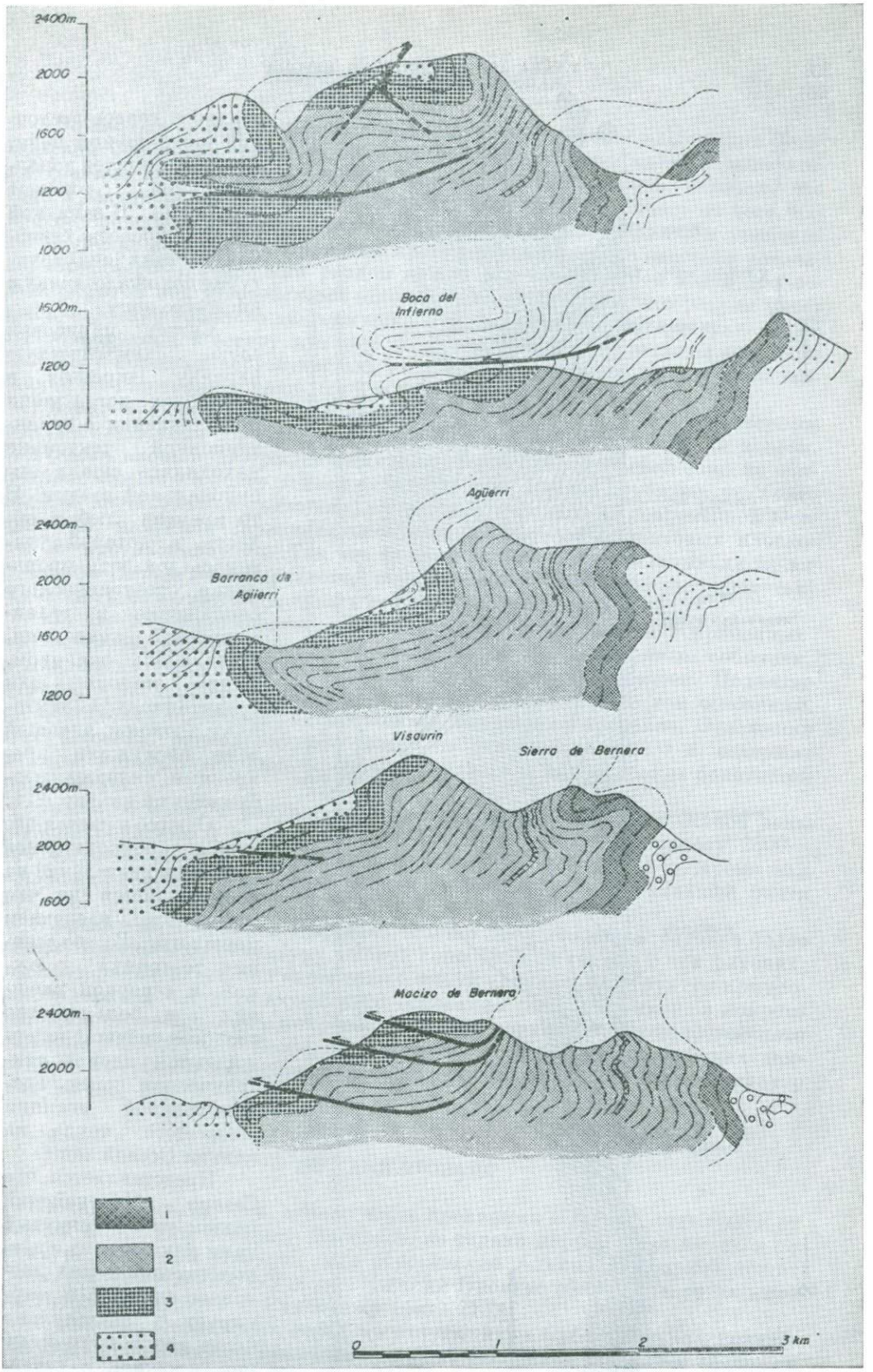
Со структурной точки зрения больших различий между северной и южной внешними зонами нет. Обе они характеризуются присутствием субгоризонтальных надвиговых чешуй и мелких, зачастую остроугольных складок. Последние могут принимать форму каскадных складок (фиг. 211).

В более ранней наппистской интерпретации альпийской структуры Пиренеев лейтмотивом были опрокинутые складки и покровы. Покровы один за другим были замещены сериями последовательных «надвигов» или пластин скольжения, которые образовывались на фронтальной стороне чешуй осадочных толщ. Примером такого рода может служить знаменитый покров Гаварни в южной внешней зоне Западных Пиренеев с субгоризонтальным перекрытием около 10 км [59, 14, 84]. Даже надвиговый массив Ордесса, который, по мнению Манго [59], образован опрокинутой складкой, был проанализирован заново, в результате чего оказалось, что он состоит в основном из обычных надвиговых чешуй. И только в тонкослоистых нижнетретичных отложениях локальные опрокинутые складки образуют нагромождения в кровле надвиговой чешуи Ордесса, слагая гору Пердидо[66, 82].

По-видимому, единственный пример крупной опрокинутой складки с действительно перевернутым крылом диаметром около 10 км мы наблюдаем в Восточных Пиренеях, в весьма примечательном грабене, образованном бассейном Кустуж [79].

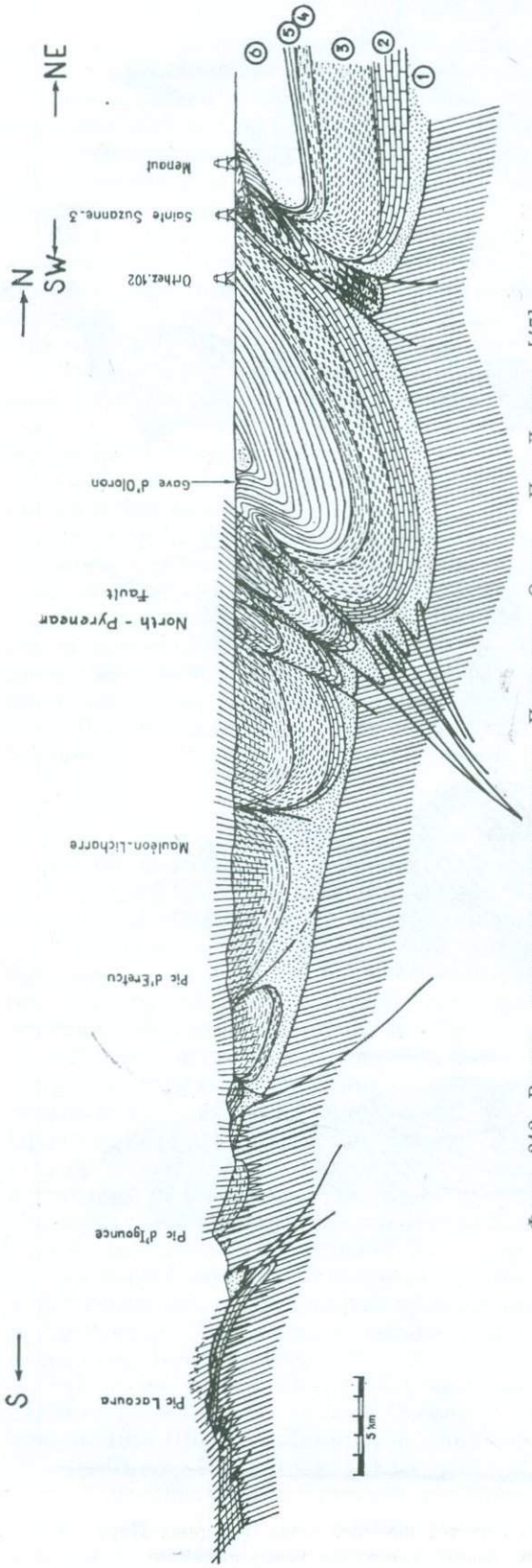
В то же время Генри [47] недавно вновь вернулся к интерпретации структуры северного склона Осевой зоны Западных Пиренеев (надвиговая чешуя Лезо-Шод или Лакура) как больших опрокинутых складок (фиг. 212).

Де Ситтер [30] отстаивает разделение Пиренеев на «Северо-Пиренейскую зону с массивами-сателлитами» и «Южно-Пиренейскую зону с тектоникой скольжения». Такое разделение, однако, чисто воображаемое. Как мы уже видели, «Северо-Пиренейская зона с массивами-сателлитами» появляется



Фиг. 211. Серия разрезов одной из частей внешней зоны Западных Пиренеев [83].

Показано формирование системы каскадных складок. Расстояния между разрезами составляют около 3 км. *1* — коньяк — сантон — кампан; *2* — маастрихт; *3* — «дано-монт» — нижний илерд; *4* — флиш, верхний илерд (илерд — местное название яруса, не вполне эквивалентного ландену).



Фиг. 212. Разрез северо-западного крыла Пиренеев: Ортез — Пик-Лакура [47].

Показаны различия в тектоническом стиле структур северные и южные Северо-Пиренейского разлома и что сланцеватость развивается только к югу от этой структуры.

[*1* — пермо-триас; *2* — юра; *3* — нижний мел; *4* — верхний альб — коньяк; *5* — сенон; *6* — третичные отложения.

только в северо-восточной части горной цепи, где она образует дополнительный элемент структуры. В западной части Пиренеев северная внешняя зона структурно похожа на южную внешнюю зону.

Ситтер нарисовал свою схематическую картину Пиренеев в 50-х годах, когда наши представления о гравитационной тектонике находились еще в эмбриональной стадии. В те времена любая область, в которой удавалось доказать проявления тектонического скольжения и гравитационной тектоники, становилась эталоном. Таким эталоном для гравитационной тектоники в южной внешней зоне послужили прекрасные складки, изображенные на фиг. 211.

Однако в настоящее время предполагаемое Ситтером разделение на зоны является не чем иным, как наследием прошлого. В объяснении тектоники и южной, и северной внешних зон большинство геологов сейчас придерживаются идеи о тектоническом срыве, гравитационной реакции осадочного чехла на подъем Осевой зоны.

Представляется, что Северо - Пиренейский разлом, уже упомянутый нами как один из главных тектонических элементов на стр. 316, маркирует значительно более важную границу между южной и северной частями Пиренеев, чем Осевая зона.

Во-первых, с этим разломом отчетливо коррелируется альпийский метаморфизм Восточных Пиренеев. Кублер [50], используя в качестве показателя степени метаморфизма степень кристаллизации иллита, показал, что если к северу от разлома проявлялся только диагенез, то к югу от него, напротив, развивался метаморфизм вначале анхизоны, а затем и эпизоны.

Бурение в Западных Пиренеях к югу от Аквитанского бассейна показало, что Северо-Пиренейский разлом является очень сложной зоной дробления, скрытой под мезозойскими отложениями [47]. О том, что разлом имеет здесь характер главного тектонического рубца, свидетельствует различный стиль тектоники к северу и к югу от разлома. Севернее развиты открытые складки с северной вергентностью, южнее — опрокинутые складки с надвиганием на расстояние около 10 км и с южной вергентностью.

Итак, в альпийской складчатой структуре границу между северным и южным склонами образует не Осевая зона, а Северо-Пиренейский разлом. Тем самым вновь подтверждается, что подъем и эрозия Осевой зоны не обязательно связаны с более ранней складчатостью. Весьма вероятно, что более поздние вертикальные движения, приведшие к поднятию современной Осевой зоны, изменили первоначальное падение древних надвиговых плоскостей на противоположное. Так что те чешуи, которые соскальзывали на юг от Северо-Пиренейского разлома, в современной структуре выглядят так, как если бы они были вздернуты в сторону Осевой зоны (фиг. 212).

То, что поднятие Осевой зоны, приведшее к образованию современных гор Пиренеев, является на самом деле чуть ли не современным событием, подтверждено Буассевеном [6] для части Восточных Пиренеев. Поднятие датируется послемиоценовым (послепонтийским) временем на том основании, что понтийские отложения обнаружены в Серданском бассейне. Отложения этого бассейна, расположенного теперь на высоте 1600—1700 м, содержат лигниты, которые, совершенно очевидно, отлагались в условиях болотистой низменности.

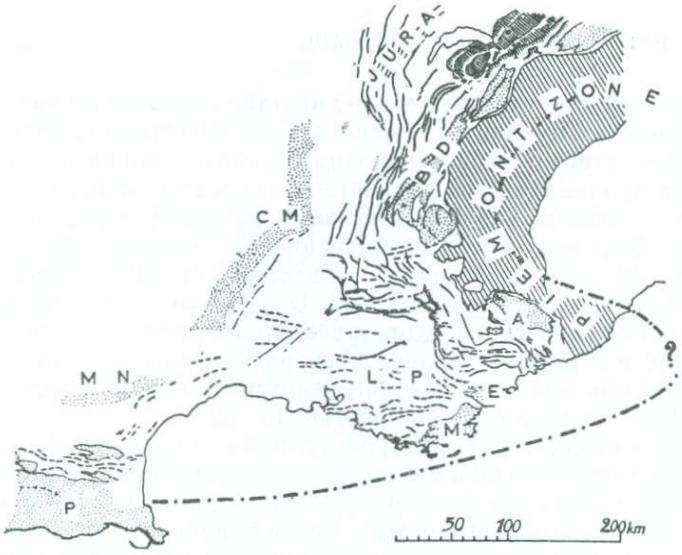
Таким образом, в результате послепонтийского поднятия Осевой зоны прежний пенеплен и равнинный бассейн были подняты на высоту 2800—2900 м, до современного вершинного уровня (Gipfelfluhr), в то время как Серданский бассейн сохранился в виде грабена на высоте, меньшей почти на 1 км.

Альпийский орогенез в Пиренеях обычно лишь слегка затрагивал более раннюю герцинскую структуру Осевой зоны [86]. И только в тех случаях, когда базальные плоскости надвиговых чешуй альпийских структур приурочены к верхней части палеозойского основания (как, например, в покрове Гаварни и более западных покровах [83]), эта верхняя часть палеозойского основания подвергалась более интенсивному воздействию альпийских движений. К подобному заключению по Восточным Пиренеям пришли Маттауэр и Сегуре [58, 77].

НИЖНИЙ ПРОВАНС

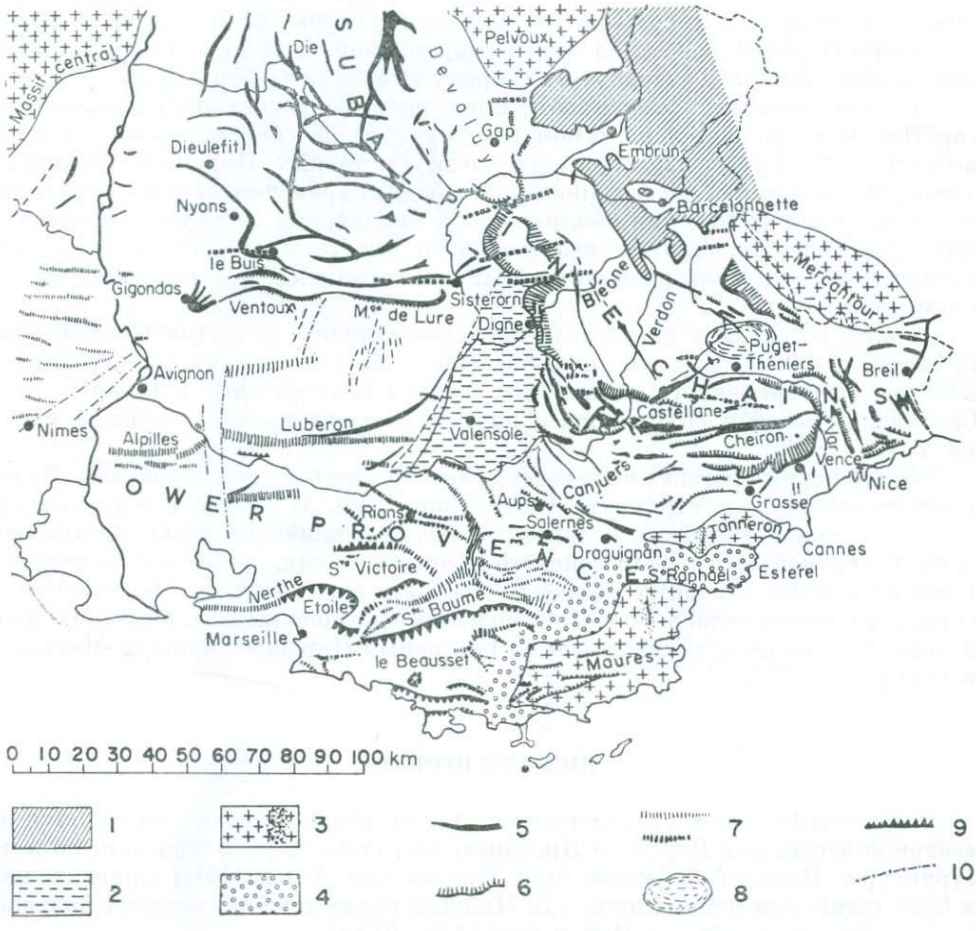
Нижний Прованс, т. е. южная часть провинции Прованс, отделяется от северной части, или Верхнего Прованса, не только морфологически, но и по структуре. Верхний Прованс (или Прованские Альпы [41]) принадлежит к Субальпийским цепям, тогда как Нижний Прованс обнаруживает большое геологическое сходство с Пиренеями (фиг. 213).

Положение Прованских цепей по отношению к Субальпийским показано на фиг. 214. Большое количество данных о Нижнем Провансе содержит новейшая карта Обуэна и Маннесье [1], но для первого общего знакомства она пригодна значительно меньше, чем приводимая здесь более старая карта Гогеля [38].



Ф и г. 213. Схематическая карта южной Франции [41].

Показаны взаимоотношения между горными цепями Нижнего Прованса (штриховка) и цепями Субальп (сплошные линии). А — массив Аржантера; BD — массив Бельдонн; CM — Центральный массив; E — Эстерель; LP — Нижний Прованс; M — Мор; MN — Монтань-Нуар; P — Пиренеи.

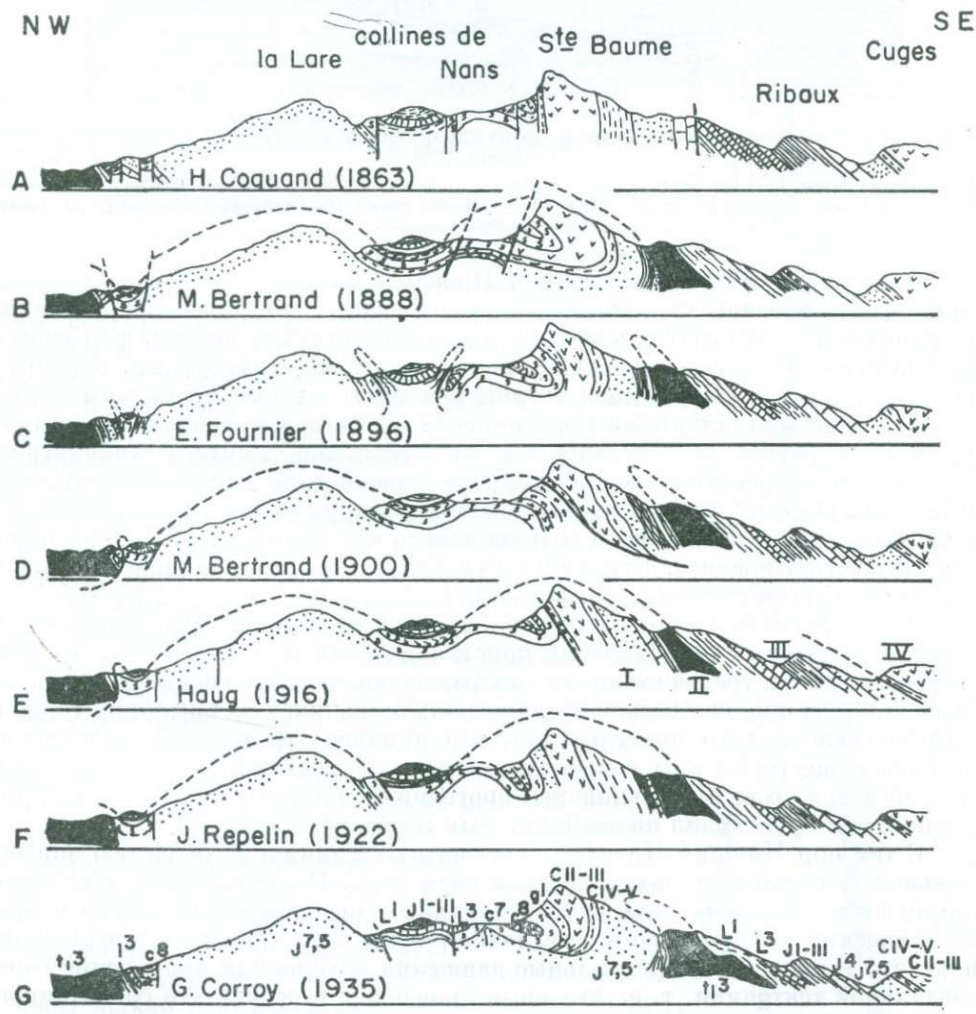


Ф и г. 214. Тектоническая карта юго-восточной части французских Альп и Нижнего Прованса [38].

Показаны взаимоотношения между цепями Субальп и структурами Нижнего Прованса. *1* — внутренние покровы французских Альп; *2* — конгломераты Валанзоль, миоценовый молассовый бассейн; *3* — кристаллические массивы; *4* — пермский чехол кристаллических массивов; *5* — альпийские антиклинальные структуры, миоцен (верхний олигоцен или олиго-миоцен); *6* — альпийские надвиги; *7* — антиклинали Прованса, эоцен; *8* — купол Барро; *9* — надвиги Прованса; *10* — разрывные нарушения.

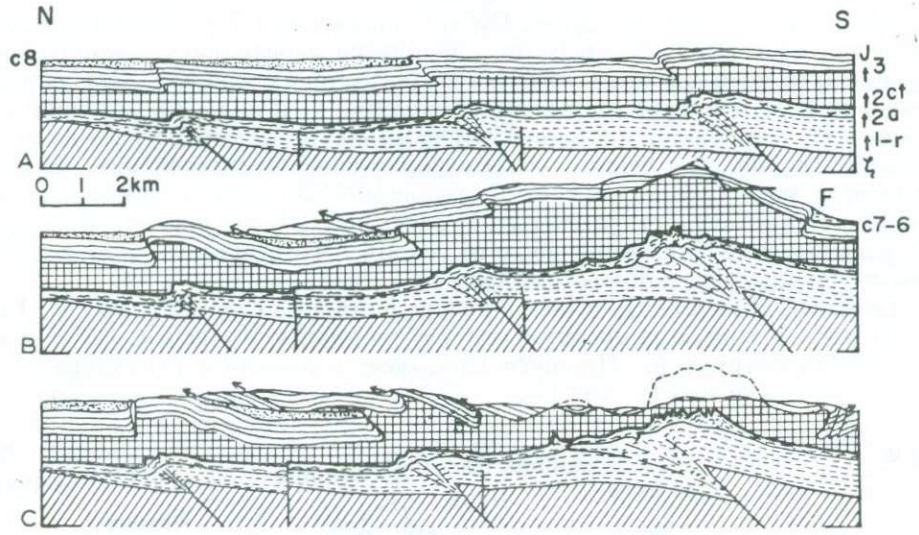
Между Кастелланской дугой Субальпийских цепей и Нижним Провансом, к югу от Кастеллана, в Компа, находится переходная зона, образованная «раздробленными антиклиналями» (anticlinaux coupés). Эта область, в которой силы сжатия, создавшие антиклинали, и силы растяжения, вызвавшие их раздробление на блоки, чередовались в пространстве и во времени, очень важна для наших общетектонических представлений. Недавно она во всех деталях была описана Маннесье [61]. За более подробными сведениями читателю следует обратиться к работе Маннесье, поскольку дальнейшее рассмотрение указанной области, сколь бы интересным оно ни было, выходит за пределы данного обзора.

Геология Нижнего Прованса в центре внимания с тех пор, как М. Бертран распознал общую покровную структуру Альп и Прованса. Об одном из его описаний структуры Нижнего Прованса, а именно о структуре Боссе, мы уже говорили на стр. 189 [4].



Ф и г. 215. Разрезы антиклинали Сен-Бом к востоку от Марселя (см. фиг. 214) [18].

Показаны изменения в интерпретации структуры. Объяснения стратиграфических индексов см. фиг. 218. Напистская интерпретация М. Бертрана (B [5]) атаковалась (правда, безрезультатно) интерпретацией «грибовидных складок» Фурнье (C [34]), но сохранялась в силе до 1922 г. (F). Новая интерпретация Корроя (G [18]) построена на предположении субвертикальных тектонических движений, вызывавших более локальные горизонтальные смещения осадочного чехла. В еще более современной интерпретации (см. фиг. 218) напистская точка зрения вновь получает некоторое обоснование. Коллин-де-Нан принадлежит той же структуре, что и Иль-де-Буссе М. Бертрана.



Фиг. 216. Три генетических разреза, иллюстрирующих главные этапы развития цепей Прованса [60].

A — датская фаза; B — прованская фаза, эоцен; C — конец прованской фазы, поздний эоцен; ζ — фундамент; t^{1-r} — нижний триас — пермь; t^{2a} — средний триас; t^{3} — кейпер; J — юра; C^{8} — даний; C^{7-6} — вальдо-фювель.

Факт существования в Нижнем Провансе больших покровов впоследствии был опровергнут. Это вовсе не означает, что надвигообразование и опрокинутая складчатость вообще здесь отсутствуют, но они, как сейчас обычно принято считать, связаны только с частными структурами. В ранних интерпретациях приверженцев теории покровов частные структуры считались эрозионными останцами гораздо более крупных и первоначально непрерывных покровов, переместившихся на несколько десятков километров. В новых интерпретациях горизонтальное перемещение оценивается примерно в 1 км. На фиг. 215 показано развитие в историческом плане различных интерпретаций геологического разреза одного из наиболее интересных районов Нижнего Прованса. Структура Сен-Бом с тех пор интерпретировалась как опрокинутая складка (см. фиг. 217).

Дальнейший шаг в интерпретации структуры Нижнего Прованса сделан Луто [53], который при изучении кристаллических массивов Прованса констатировал, что в третичное время они были захвачены интенсивной сбросово-глыбовой тектоникой. Именно это определило альпийскую тектонику герцинских массивов. Луто постулировал, что причина, по которой герцинские массивы существуют в их современном виде, заключается в том, что их осадочный чехол во время альпийской орогении был сорван. Как и везде, срыв с основания происходил по эвапоритовым горизонтам триаса.

С тех пор Нижний Прованс стал считаться типичной областью эпидермальной складчатости, такой же, как горы Юра. Последующими исследованиями была выявлена роль субвертикальных дислокаций не только в кристаллических массивах, но и в осадочном чехле. Это привело к предположению, что такого рода вертикальные движения обусловили проявление горизонтальной тектоники, т. е. что срыв произошел в результате гравитационного соскальзывания. Учитывая, что такие субвертикальные дислокации во многих случаях демонстрируют смену знака движения на противоположный, было высказано предположение, что наблюдаемый ныне наклон многих плоскостей надвиговых чешуй в сторону направления перемещения надвигов объясняется именно более поздней переменой знака вертикальных движений в области, из которой осуществлялся срыв (фиг. 216).

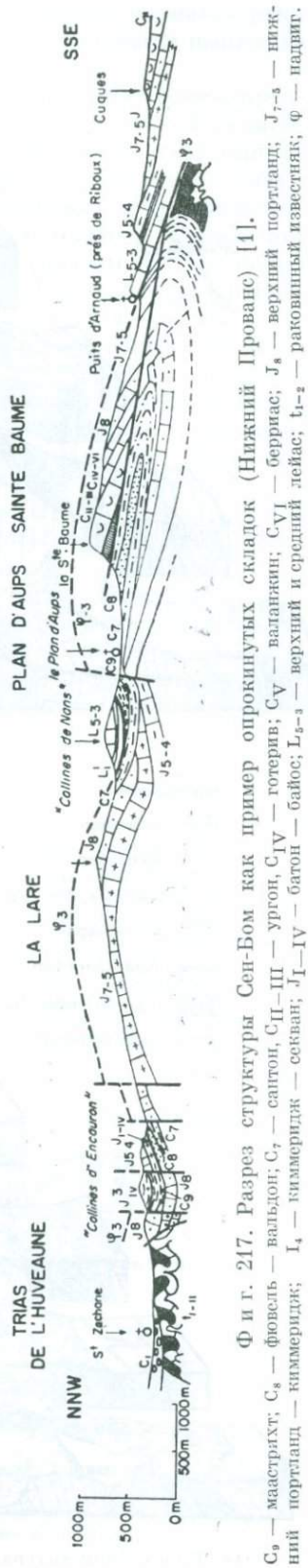
Тектонический анализ обнаруживает все больше и больше признаков колебательных движений блоков коры. Мы уже рассмотрели пример такого чередования направлений вертикальных движений коры в районе Приморских Альп. Следует заметить, что подобные колебательные движения, по-видимому, являются скорее общим правилом, чем исключением.

Рассматривая Нижний Прованс с высоты птичьего полета, сразу же удается уловить его основное подразделение на восточные кристаллические массивы и на область развития осадочного чехла. Однако постгерцинский пермский чехол лучше относить к кристаллическим массивам, поскольку он лежит ниже эвапоритовых горизонтов триаса и поэтому структурно принадлежит к поднятым массивам. В то же время в рельефе он слагает депрессии, известные в литературе под названием «пермских депрессий», поскольку пермские осадки выветриваются значительно легче, чем породы кристаллического основания и более молодые карбонатные осадки.

К герцинскому основанию принадлежат два массива: Мор [53, 42] и Таннерон [7], сопоставимые с внешними массивами Альп. За исключением одного грабена, заполненного верхним карбоном, они перекрыты главным образом пермью, которая развита в обычной красноцветной фации [8]. В восточной части между массивами Мор и Таннерон проявился интенсивный пермский вулканизм. Вулканическая толща представлена в основном мощными красными массивными игнимбритовыми потоками, которые слагают живописную береговую линию Лазурного берега между Сан-Рафаэлем и Каннами. Пермские лавы и агломераты встречаются, однако, и вдали от побережья [73, 74].

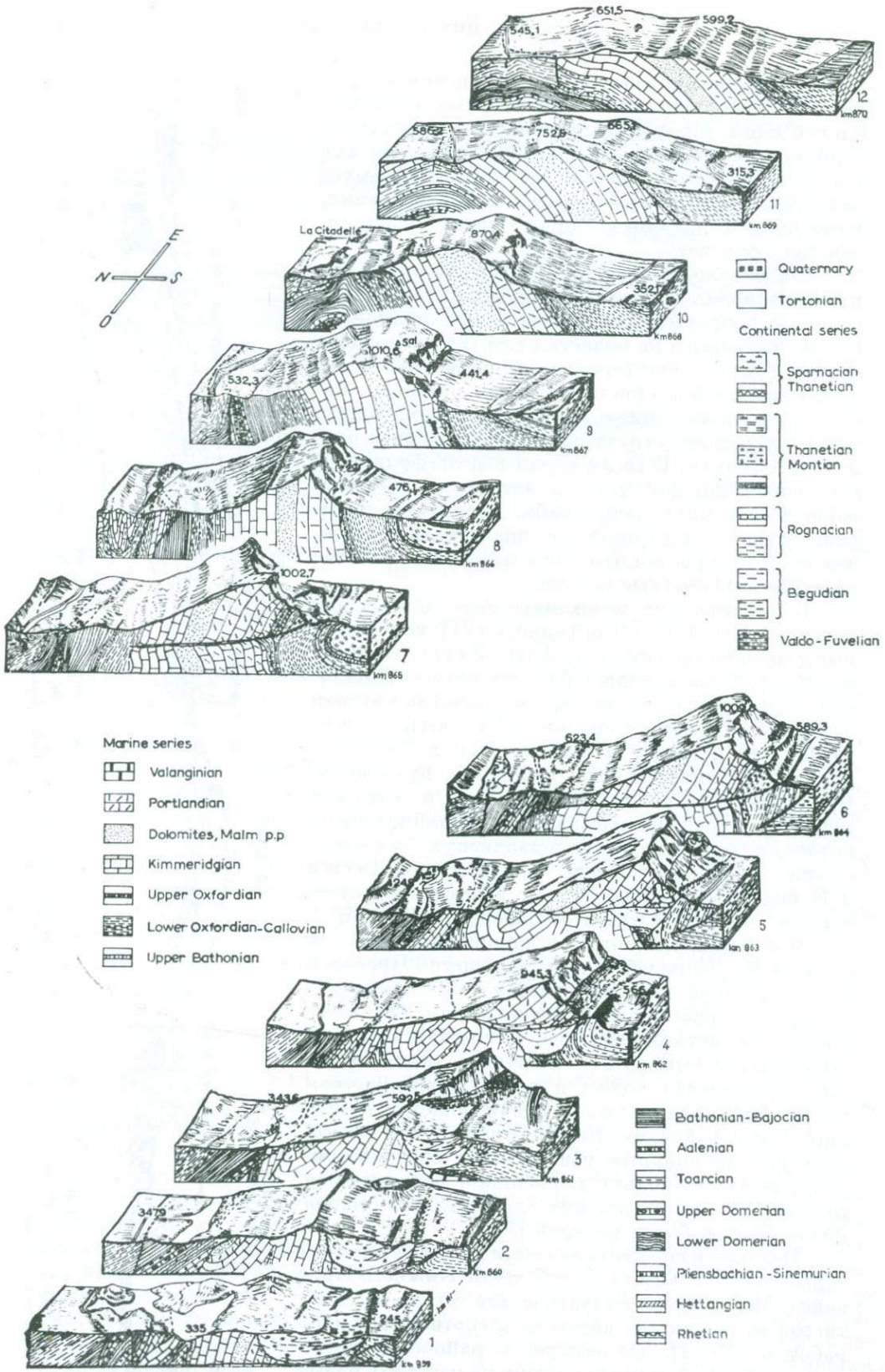
Новейшая история осадконакопления на остальной, большей части Нижнего Прованса очень сложная. Она начинается с повсеместного отложения триаса в германской фации. Его нижние красноцветные слои еще тесно связаны с подстилающей пермью. Выше следуют толща эвапоритов, карбонатная толща и снова красноцветная толща. Последняя, обычно самая мощная, коррелируется с кейпером. Карбонатную толщу всегда датируют раковинным известняком (средний триас), однако поскольку корреляция основывается только на литологических данных, эта толща может быть и более молодой [72].

Меловые и юрские отложения хорошо представлены только в юго-западной части Нижнего Прованса. Мы не будем входить во все детали их стратиграфии и отошлем читателя к соответствующим работам [19, 1]. На севере, в районе древнего палеогеографического поднятия, на месте так называемого Дюранского перешейка, который протяги-



Ф и г. 217. Разрез структуры Сен-Бом как пример опрокинутых складок (Нижний Прованс) [1].

C_9 — маастрихт; C_8 — фювель — вальдон; C_7 — сантон, C_{II-III} — ургон, C_{IV} — готерив; C_V — валанжин; C_{VI} — берриас; J_8 — верхний портланд; J_{7-5} — нижний портланд — киммеридж; J_4 — киммеридж — секван; J_{I-IV} — батон — байос; L_{3-3} — верхний и средний лейас; t_{1-2} — раковинный известняк; φ — надвиг.



Ф и г. 218. Серия блок-диаграмм структуры Сен-Виктуар, Нижний Прованс, иллюстрирующая чрезвычайно резкое изменение структур по простиранию [21].

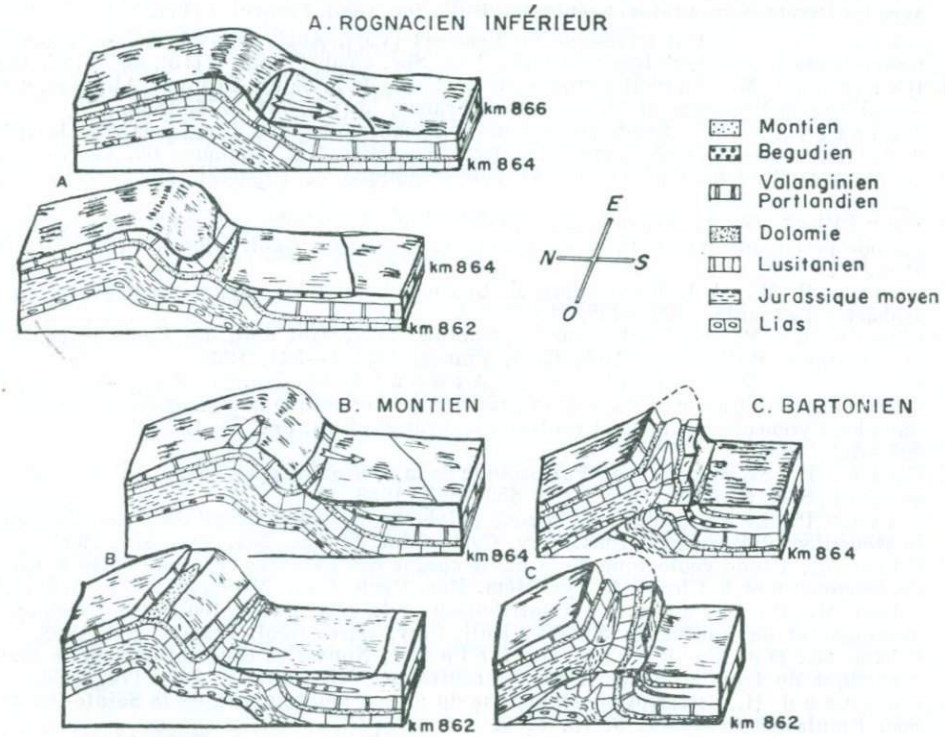
вается на запад от Ниццы, более или менее следуя течению низовьев реки Дюранс, нижний мел выклинивается. В восточной части площади выклинивается и верхний мел.

Выше расположены самые верхние горизонты мела и нижний эоцен, представленные континентальной фацией, сопоставимой с гарумнийской фацией, но подразделенные здесь на многочисленные ярусы с местными названиями.

Главная тектоническая фаза в Нижнем Провансе относится к позднему эоцену. Местами она датируется временем между лудийским и позднелютетским веками, т. е. периодом между поздним и средним эоценом. Однако нет оснований считать, что гравитационная реакция на вертикальные движения подстилающих блоков земной коры должна была осуществиться одновременно на всей площади региона. Более того, есть ряд указаний на то, что главная фаза не проявлялась повсеместно в одно и то же время. Представляется более правильным проявлять некоторую гибкость, датируя главную орогеническую фазу дораннеолигоценовым, досаннуазским временем. Выше уже говорилось о том, что такая датировка хорошо увязывается с пиренейской фазой Пиренеев. Несмотря на это, в литературе по Нижнему Провансу эту главную фазу считают прованской.

В структурном отношении тектонические единицы Нижнего Прованса характеризуются, во-первых, малыми размерами и, во-вторых, значительным изменением одной и той же структуры по простиранию.

Обе особенности отличают Нижний Прованс от другого эпидермального орогена — гор Юра. Последние действительно могут быть названы складчатым поясом, тогда как Нижний Прованс образован в основном мозаикой складчатых структур. В то же время указанные особенности напоминают особенности структуры Субальпийских цепей. В Нижнем Провансе они,



Ф и г. 219. Генетические блок-диаграммы, иллюстрирующие развитие структуры Сен-Виктуар, Нижний Прованс [21].

А — верхнемеловое поднятие, приведшее к поверхностному срыву; В — дальнейшее поднятие в палеоцене; С — главная фаза, надвигообразование в эоцене.

однако выражены значительно более четко, причем и малые размеры, и отсутствие закономерности в распределении складчатых структур особенно очевидны в восточной части. Это связано с тем, что в разрезе восточной части Нижнего Прованса нижний мел отсутствует, а следовательно, мощность осадочного чехла уменьшена.

Тектоника Нижнего Прованса в последние годы описана Корроем [18], Корроем и Денизо [20], Гогелем [39, 40] и Обуэном и Маннесье [1]. Сочленение между Нижним Провансом и Субальпийскими цепями более детально изучали Лаппаран [24], Гинзбург [36] и Маннесье [60].

Наиболее обычные структурные формы представлены узкими асимметричными антиклиналями, надвинутыми складками и надвигами, перемежающимися со значительно более широкими синклиналями. Опрокинутые складки (фиг. 217) развиты крайне редко. Хорошим примером структур Прованса является антиклиналь Сен-Виктуар. Ее современный детальный анализ, выполненный Корроем и др. [21], наглядно иллюстрирует порядок величин изменений размеров структур по простиранию (фиг. 218, 219).

Этими иллюстрациями мы и закончим наш краткий обзор геологии Нижнего Прованса.

ЛИТЕРАТУРА

1. Aubouin J., Mennessier G., Essai sur la structure de la Provence, In M. Durand Delga, Editor, Livre à la Mémoire du Professeur P. Fallot, II, Soc. Géol. France, Paris, 45—98, 1963.
2. Bertrand L., Contribution à l'histoire stratigraphique et tectonique des Pyrénées orientales et centrales, Bull. Serv. Carte Géol. France, 118, 1—183, 1908.
3. Bertrand L., Sur la structure géologique des Pyrénées occidentales et leur relation avec les Pyrénées orientales et centrales, Bull. Soc. Géol. France, 4 (11), 122—153, 1911.
4. Bertrand M., Îlot triassique du Beausset (Var), Analogie avec le bassin houiller franco-belge et avec les Alpes de Glaris, Bull. Soc. Géol. France, 3 (15), 667—702, 1887.
5. Bertrand M., Nouvelles études sur la chaîne de la Sainte-Beaume, Allure sinueuse des plis de la Provence, Bull. Soc. Géol. France, 3 (16), 748—778, 1888.
6. Boissevain H., Étude géologique et géomorphologique d'une partie de la vallée de la haute Sàgre (Pyrénées catalanes), Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, 66, 33—70, 1934.
7. Bordet P., Étude géologique et pétrographique de l'Estérel, Mém. Carte Géol. France, 1—207, 1951.
8. Bouillet G., Lutaud L., Contribution à l'étude paléogéographique de la période permienne dans la Provence cristalline, Bull. Soc. Géol. France, 6 (8), 447—462, 1958.
9. Carey S. W., A tectonic approach to continental drift, Symp. Continental Drift, Hobart, Tasmania, 177—355, 1958.
10. Casteras M., Recherches sur la structure du versant nord des Pyrénées centrales et orientales, Bull. Serv. Carte Géol. France, 189, 1—524, 1933.
11. Casteras M., Cuvillier J., Arnould M., Burollet P. F., Clavier B., Dufaure P., Sur la présence du Jurassique supérieur et du Néocomien dans les Pyrénées orientales et centrales françaises, Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, 92, 297—347, 1957.
12. Cavet P., Stratigraphie du Paléozoique de la zone axial pyrénéenne à l'est de l'Ariège, Bull. Soc. Géol. France, 6 (8), 853—867, 1959.
13. Cavet P., Le Paléozoique de la zone axiale des Pyrénées Orientales Françaises entre le Rousillon et l'Andorre, Bull. Serv. Carte Géol. France, 254, 305—518, 1959.
14. Clin M., Étude géologique de la haute chaîne des Pyrénées centrales entre le Cirque de Troumouse et le Cirque de Lys, Mém. Bur. Rech. Géol. Minières, 27, 1—379, 1964.
15. Clin M., Perriaux J., Contribution à la géologie des feuilles de Morains-en-Montagne et de Nantua au 50 000e, Bull. Serv. Carte Géol. France, 276, 1968.
16. Clin M., De La Roche H., Lelong, Nouvelles observations sur le massif granitique du Lys-Caillaouas (Pyrénées centrales), Sci. Terre, 9, 149—174, 1963.
17. Coquand H., Decsription géologique du massif montaigneux de la Sainte-Beaume, Soc. Émulation Provence, 3, 73, 1863.
18. Corroy G., Ne Massif de la Sainte-Beaume, Bull. Serv. Carte Géol. France, 201, 1—124, 1939.
19. Corroy G., L'évolution paléogéographique post-hercynienne de la Provence, In M. Durand Delga, Editor, Livre à la Mémoire du Professeur P. Fallot, II, Soc. Géol. France, Paris, 19—43, 1963.

20. Corroy G., Dennizot G., La provence occidentale, Hermann, Paris, 1—184, 1943.
21. Corroy G., Durand J. P., Tempier C., Évolution tectonique de la montagne Sainte-Victoire en Provence, Bull. Soc. Géol. France, 7 (6), 91—106, 1965.
22. Cuvillier J., Fourmentraux J., Henry J., Jenner P., Pontalier J., Schoeffler J., État actuel des connaissances géologiques sur le Bassin de l'Aquitaine au sud de l'Adour, In M. Durand Delga, Editor, Livre à la Mémoire du Professeur P. Fallot, I, Soc. Géol. France, Paris, 367—382, 1962.
23. Dalloni M., Étude géologique des Pyrénées de l'Aragon, Ann. Fac. Sci. Marseille, 19, 1—444, 1910.
24. De Lapparent A. F., Études géologiques dans les régions provençales et alpines entre le Var et le Durance, Bull. Serv. Carte Géol. France, 198, 1—301, 1938.
25. De Sitter L. U., The development of the Paleozoic in northwest Spain, Geol. Mijnbouw, 11, 312—319, 325—340, 1949.
26. De Sitter L. U., A cross-section through the Pyrenees, Geol. Rundschau, 45, 214—234, 1956.
27. De Sitter L. U., The structure of the axial zone of the Pyrenees in the province of Lerida, Estud. Geol. Inst. Invest. Geol. «Lucas Mallada» (Madrid), 15, 349—360, 1959.
28. De Sitter L. U., La phase tectogénique pyrénéenne dans les Pyrénées méridionales, Compt. Rend. Soc. Géol. France, 224—225, 1961.
29. De Sitter L. U., The structure of the southern slope of the Cantabrian Mountains, Explanation of a geological map with sections scale 1:100 000, Leidse Geol. Mededel., 26, 255—264, 1962.
30. De Sitter L. U., Structural Geology, 2nd ed. McGraw-Hill, New York, N. Y., 1—551, 1964.
31. De Sitter L. U., Hercynian and Alpine orogenies in northern Spain, Geol. Mijnbouw, 44, 373—383, 1965.
32. De Sitter L. U., Zwart H. J., Explanatory text to the geological map of the Paleozoic of the Central Pyrenees, Sheet 3, Ariège, France, 1:50 000, Leidse Geol. Mededel., 22, 351—418, 1959.
33. De Sitter L. U., Zwart H. J., Geological map of the Central Pyrenees, Sheets 1, Garonne, 2, Salat, France, 1:50 000, Leidse Geol. Mededel., 27, 191—236, 1962.
34. Fournier E., Le pli de la Sainte-Beaume et son raccord avec le pli périphérique d'Allauch, Bull. Soc. Géol. France, 3 (24), 1—663, 1896.
35. Gignoux M., Stratigraphic Geology, Freeman, San Francisco, Calif., 1—682, 1955.
36. Ginsburg L., Étude géologique de la bordure subalpine à l'ouest de la basse valée du Var, Bull. Serv. Carte Géol. France, 259, 1—38, 1960.
37. Glangeaud L., Le plutonisme sialique, ses relations avec le métamorphisme dans les Pyrénées orientales et centrales, Bull. Soc. Géol. France, 6 (8), 961—978, 1959.
38. Goguel J., Description tectonique de la bordure des Alpes de la Bléone au Var, Mém. Carte Géol. France, 1—360, 1936.
39. Goguel J., Essai d'une synthèse tectonique de la Provence, Bull. Soc. Géol. France, 5 (13), 367—382, 1943.
40. Goguel J., Description géologique des Alpilles, Bull. Serv. Carte Géol. France, 214, 1—28, 1944.
41. Goguel J., Traité de Tectonique, 2nd ed. Masson, Paris, 1—457, 1965.
42. Gueirard S., Description pétrographique et zonéographique des schistes cristallins des Maures (Var), Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Univ. Aix — Marseille, 6, 71—264, 1959.
43. Guitard G., La Structure du Massif du Canigou, Aperçu sur la métamorphisme régional dans la zone axiale des Pyrénées orientales, Bull. Soc. Géol. France, 6 (3), 907—924, 1959.
44. Guitard G., Linéations, schistosité et phases de plissement durant l'orogénèse hercynienne dans les terrains anciens des Pyrénées orientales, leur relations avec le métamorphisme et la granitisation, Bull. Soc. Géol. France, 7(2), 862—887, 1961.
45. Guitard G., Un exemple de structure en nappe de style pennique dans la chaîne hercynienne, Les gneiss stratoides du Canigou (Pyrénées orientales), Compt. Rend. Acad. Sci. Paris, 258, 4597—4599, 1964.
46. Haug C., La tectonique du Massif de la Sainte-Beaume, Bull. Soc. Géol. France, 4 (15), 1—113, 1916.
47. Henry J., Le problème des étages tectoniques dans les Pyrénées occidentales, Comparaison entre les accidents nord-pyrénéennes et l'accident de Larrau-Gourette, In J. P. Schaer, Editor, Colloque Étages Tectoniques, Baconniere, Neuchâtel, 253—267, 1967.
48. Jacob C., Zone axiale, versant sud et versant nord des Pyrénées, Livre Jubilaire Soc. Géol. France, 1, 389—410, 1930.
49. Kleinsmiede W. F. J., Geology of the Valle de Arán, Geological map of the Central Pyrenees, sheet 4, Valle de Arán, Leidse Geol. Mededel., 25, 131—244, 1960.
50. Kubler B., La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme, In J. P. Schaer, Editor, Colloque Étages, Tectoniques, Baconniere, Neuchâtel, 105—122, 1967.

51. Lavardière J. W., Contribution à l'étude des terrains paléozoiques dans les Pyrénées occidentales, Mém. Soc. Géol. Nord, 10, 1—131, 1930.
52. Llopis Llado N., Sobre la estructura de Navarra y los enlaces occidentales del Pirineo, Miscellanea Almera (Barcelona), 7 (1), 159—186, 1948.
53. Lutaud L., Étude tectonique et morphologique de la Provence cristalline, Rev. Géograph., 12, 1—270, 1924.
54. Mangin J. Ph., Données nouvelles sur le Nummulitique pyrénéen, Bull. Soc. Géol. France, 7 (1), 16—30, 1959.
55. Mangin J. Ph., Le Nummulitique sud-pyrénéen à l'Ouest de l'Aragon, Thesis, Pirineos, 51—58, 1—631, 1960.
56. Mangin J. Ph., Rat P., L'évolution post-hercynienne entre Asturies et Aragon (Espagne), In M. Durand Delga, Editor, Livre à la Mémoire du Professeur P. Fallot, I, Soc. Géol. France, Paris, 333—350, 1962.
57. Mattauer M., Les traits structuraux essentiels de la chaine. Pyrénéenne, Rev. Géograph. Phys. Géol. Dyn., Sér. 2, 10 (3), 3—12, 1968.
58. Mattauer M., Seguret M., Sur le style des déformations tertiaires de la zone axiale hercynienne des Pyrénées, Compt. Rend. Soc. Géol. France, 10—12, 1966.
59. Mengaud L., Études géologiques dans la région de Gavarnie et du Mont Perdu, Bull. Serv. Carte Géol. France, 204, 197—218, 1939.
60. Mennessier G., Le style tectonique de la chaîne provençale dans la région de Draguignan, Rev. Géograph. Phys. Géol. Dyn., Sér. 2, 3, 3—14, 1960.
61. Mennessier G., Sur l'évolution tectonique et morphologique des chaînons externes de l'arc de Castellane entre le Verdon et la Siagne (A Haute Provence), Rev. Géograph. Phys. Géol. Dyn., Sér. 2, 6, 91—113, 1964.
62. Mirouse R., Extension et relation des séries permiennes sur la feuille d'Urdos au 80 000e, Bull. Serv. Carte Géol. France, 257, 209—218, 1958.
63. Mirouse R., Observations sur le Dévonien inférieur de la partie occidentale de la zone axiale dans les Pyrénées françaises, In Symposium Silur — Devon Grenze, Schweizerbach, Stuttgart, 165—174, 1962.
64. Mirouse R., Recherches géologiques dans la partie occidentale de la zone primaire axiale des Pyrénées, Bull. Serv. Carte Géol. France, 1968.
65. Mirouse R., Souquet P., Présence du Cénomanien au sommet du Pic Balaitous (Hautes-Pyrénées), Compt. Rend. Soc. Géol. France, 308—309, 1964.
66. Misch P., Der Bau der mittleren Südpyrenäen, Abhandl. Ges. Wiss. Göttingen, Math. Phys. Kl., 3(12), 1—168, 1934.
67. Morre N., Thiébault J., Les roches volcaniques du Trias inférieur du versant nord des Pyrénées, Bull. Soc. Géol. France, 7 (4), 539—546, 1963.
68. Morre N., Thiébault J., Constitution de quelques roches volcaniques permiennes de la Sierra del Cadi, Bull. Soc. Géol. France, 7(6), 389—396, 1965.
69. Raguin E., Sur la structure en grand des massifs de gneiss des Pyrénées, Geol. Rundschau, 52, 246—249, 1963.
70. Raguin E., Les problèmes du massif d'Aston dans les Pyrénées de l'Ariège, Bull. Soc. Géol. France, 7(6), 64—86, 1965.
71. Répelin J., Monographie géologique du Massif de la Sainte-Beaume, Ann. Fac. Sci. Marseilles, 25, fasc. 1, 1922.
72. Ricour J., Contribution à une révision du Trias français, Mém. Carte Géol. France, 1—471, 1962.
73. Rutten M. G., Ignimbrites permiennes de l'Estérel, Compt. Rend. Soc. Géol. France, 1—168, 1959.
74. Rutten M. G., Acid lava flow structure, as compared to ignimbrites, Bull. Volcanol., 25, 111—121, 1963.
75. Schmidt H., Das Paläozoikum der spanischen Pyrenäen, Abhandl. Ges. Wiss. Göttingen, Math. Phys. Kl., 3 (5), 1—85, 1941.
76. Schwarz E. J., Geology and paleomagnetism of the valley of the Rio Aragon Subordan N and E of Oza, Spanish Western Pyrenees, province of Huesca, Estud. Geol. Inst. Invest. Geol. «Lucas Mallada» (Madrid), 18, 193—240, 1962.
77. Seguret M., Sur les charriages de la zone des Nogueras (Versant sud des Pyrénées), Compt. Rend. Soc. Géol. France, 17—18, 1966.
78. Selzer G., Geologie der Südpyrenäischen Sierren, Neues Jahrb. Mineral., Geol. Paläontol., 71B, 370—407, 1934.
79. Société Géologique de France, Réunion extraordinaire, Pyrénées orientales, Bull. Soc. Géol. France, 6 (8), 807—1005, 1959.
80. Ten Haaf E., Le flysch sud-pyrénéen le long du Rio Ara, Actes Congr. Intern. Études Pyrenaiques, 5e, Inst. Estud. Pyrenaicas (Zaragoza), 1967.
81. Van der Lingen G. J., Geology of the Spanish Pyrenees, Nort of Canfranc, Huesca Province, Estud. Geol., Inst. Invest. Geol. «Lucas Mallada» (Madrid), 16, 205—242, 1960.
82. Van de Velde E. J., Geology of the Ordessa overthrust mass, Spanish Pyrenees, Province of Huesca, Estud. Geol., Inst. Invest. Geol. «Lucas Mallada» (Madrid), 13, 163—201, 1967.

83. Van Elsberg J. N., Geology of the Upper Cretaceous and part of the Lower Tertiary north of Hecho and Arragues del Puerto, Estud. Geol., Inst. Invest. Geol. «Lucas Mallada» (Madrid), 1966.
84. Van Lith J. G. J., Geology of the Spanish part of the Gavarnie Nappe (Pyrenees) and its underlying sediments near Bielsa (Province of Huesca), Estud. Geol., Inst. Invest. Geol. «Lucas Mallada» (Madrid), 1966.
85. Viennot P., Recherches structural dans les Pyrénées occidentales françaises, Bull. Serv. Carte Géol. France, 163, 1—267, 1927.
86. Wensink H., Paleozoic of the Upper Gállego and Ara Valleys, Huesca Province, Spanish Pyrenees, Estud. Geol. Inst. Invest. Geol. «Lucas Mallada» (Madrid), 18, 1—74, 1962.
87. Wiedmann J., Contribution à la paléogéographie du Crétacé vascogothique et celtibérique septentrional (Espagne), In M. Durand Delga, Editor, Livre à la Mémoire du Professeur P. Fallot, I, Soc. Géol. France, Paris, 351—366, 1962.
88. Zandvliet J., The geology of the Upper Salat and Pallaresa valleys, Geological map of the Central Pyrenees, sheet 5, Pallaresa, Leidse Geol. Mededel., 25, 1—127, 1960.
89. Zwart H. J., The chronological succession of folding and metamorphism in the central Pyrenees, Geol. Rundschau, 50, 203—218, 1960.
90. Zwart H. J., Relations between folding and metamorphism in the Central Pyrenees and their chronological succession, Geol. Mijnbouw, 39, 163—180, 1960.
91. Zwart H. J., Some examples of the relations between deformation and metamorphism from the Central Pyrenees, Geol. Mijnbouw, 42, 143—154, 1963a.
92. Zwart H. J., Metamorphic history of the Central Pyrenees, 2, Valle d'Aran, Sheet 4, Leidse Geol. Mededel., 28, 321—376, 1963b.

Дополнительная литература

Paquet J., Les différentes phases orogéniques des Cordillères bétiques dans l'ouest de la Province de Murcie, Espagne, Section 3, 1968.

Альпийская Европа. Горы Юра

ВВЕДЕНИЕ

Как мы уже говорили в гл. 9, горы Юра всегда привлекали к себе внимание. Это объясняется не только прекрасными разрезами, обнаженными во врезанных на различную глубину речных каньонах (франц. cluses, нем. Kluse), но главным образом тем, что из-за своих небольших размеров Юра служит идеальным регионом для знакомства со всем разнообразием форм, встречающихся в структурной геологии. Здесь можно также изучать связь (или отсутствие связи) между структурами и рельефом. Кроме того, это первый складчатый пояс, где благодаря данным, полученным при сооружении железнодорожных туннелей, удалось доказать разительное различие в стиле складчатости на поверхности и в глубинных частях земной коры. С тех пор Юра считалась типовой областью развития эпидермальной складчатости.

Мне могут задать вопрос: так ли уж необходимо было включать горы Юра в наше описание, если им и без того посвящена обширная литература? Но поскольку один из геологов, недавно посетивших этот район, суммировал их геологию следующим образом: «Вогнутая внутренняя половина в третичное время была интенсивно смята в *симметричные* антиклинали и синклинали северо-восток — юго-восточного простирания; деформации в Складчатой Юре произошли слишком поздно, чтобы они могли отразиться в инверсии рельефа», я счел необходимым дать новое, более убедительное описание этого региона.

Говоря о горах Юра, следует помнить, что они являются типовой областью только для структурной геологии, но отнюдь не для стратиграфии. Юрские отложения развиты далеко за пределами гор Юра, на низких плато и в постгерцинских бассейнах Западной Европы. Типовой областью для стратиграфии юры фактически служит часть юрского ореола Парижского бассейна [14].

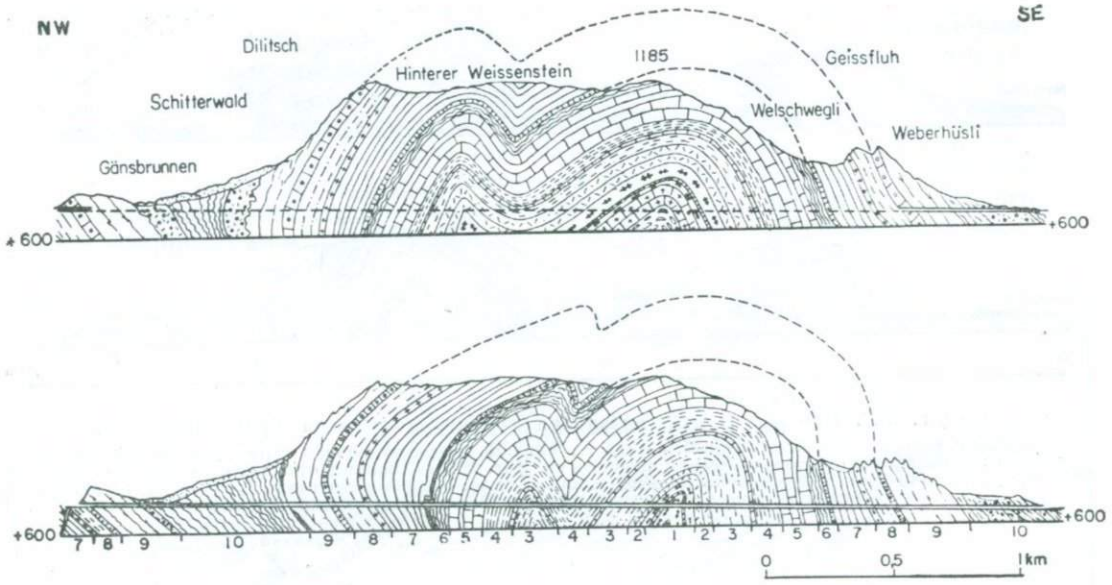
Хотя горы Юра и не являются типовой областью для стратиграфии юрского периода, большая видимая часть их сложена породами именно этого возраста, преимущественно в карбонатной фации, образовавшимися в эпиконтинентальных условиях. Современный стратиграфический анализ небольшого района в южной части гор Юра выполнен Зигалем [26]. Мощность юрских отложений колеблется от 500 до 1000 м. Под юрой в глубоко эродированных ядрах более крутых антиклинальных складок установлен только верхний и средний триас в германской фации. Гипсы, относимые в основном к раковинному известняку, являются главным фактором в развитии складчатого пояса эпидермального типа, в котором породы фундамента нигде не выходят на поверхность.

Юрские отложения перекрыты маломощными осадками мела, развитыми главным образом в широких синклинальных впадинах. По аналогии с обстановкой в прилежащих районах считалось, что первоначально меловые отложения были представлены более полным разрезом, однако никаких подтверждений этого не получено. Раннетретичное время было периодом регрессии; в то же время происходило образование бобовых железных руд, имеющих большое промышленное значение.

Первый период складчатости приходится на олигоцен. Он сопровождался отложением в миоцене посторогенной молассы, которая затем была тектонически деформирована, но только местами, как правило вдоль крупных разломов или надвигов.

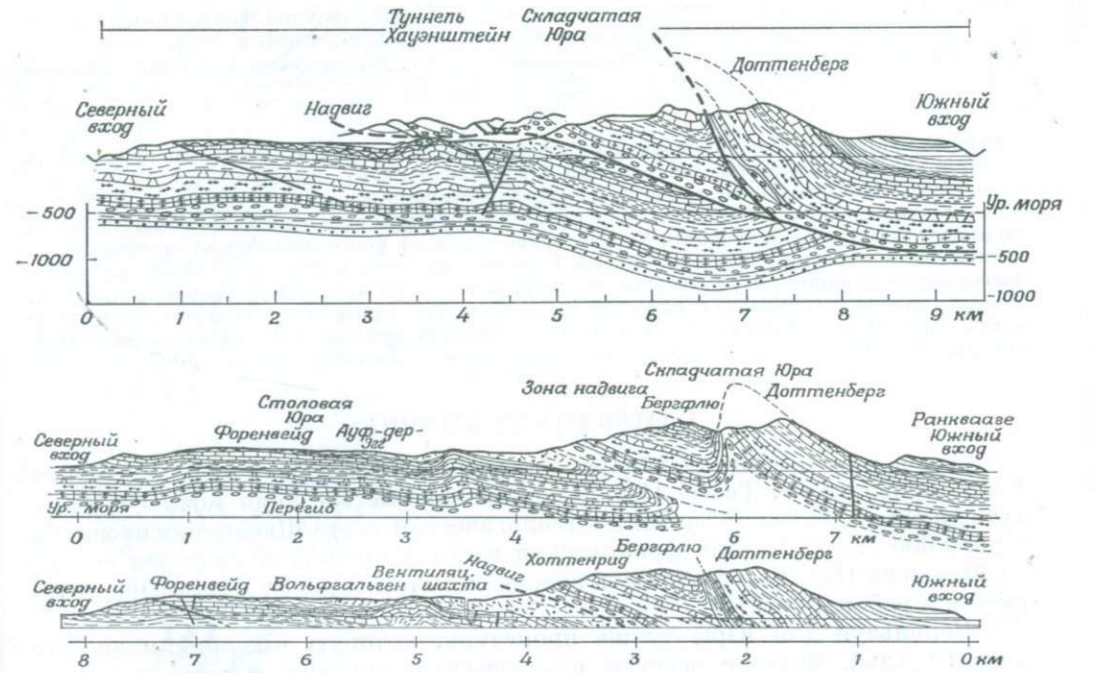
Эпидермальный характер структуры гор Юра констатирован еще в работах Буксторфа, написанных по материалам, собранным в туннелях Вейссенштейн [5], Хауэнштейнбазис и Гренхенберг [6]. Ныне это уже история, но мы хорошо помним, каким мощным импульсом для геологического мышления явилось несовпадение первоначальных ошибочных прогнозов с действительно обнаруженными в туннелях структурами. Практическим результатом исследований было значительно более детальное обоснование направления проходки новых туннелей. Первоначальные прогнозы и действительные структуры, вскрытые туннелями, показаны на фиг. 220—222. В методологическом плане можно отметить, что прогнозы оказались ошибочными главным образом там, где ядра диапировых антиклиналей были денудированы; в более спокойных структурах прогнозы больше соответствовали истинной структуре. Затруднения вызывало не картирование, а построение разрезов, в которых еще не принимался во внимание эпидермальный характер этого складчатого пояса.

Что касается связи между структурой и рельефом, то особое значение имеет тот факт, что юрские отложения гор Юра, как и Субальпийских цепей, представлены чере-



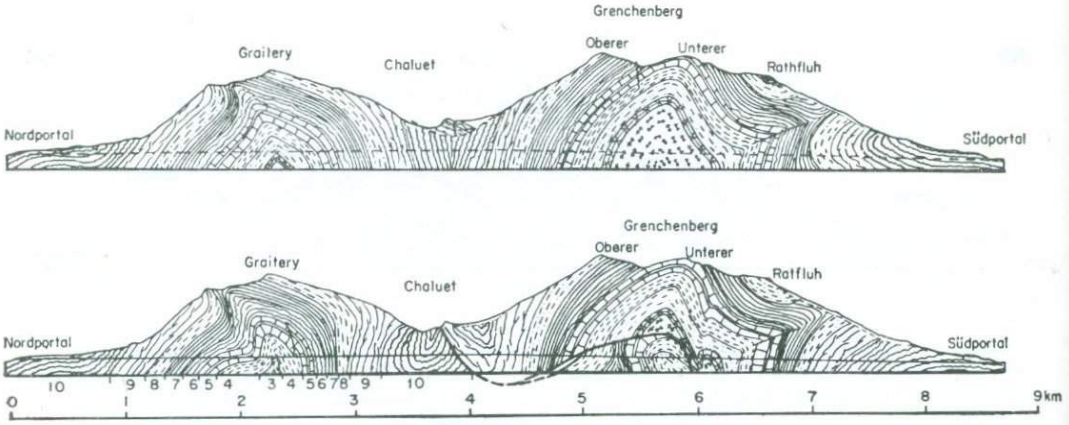
Ф и г. 220. Прогноз и истинная структура в зоне туннеля Вейссенштейн [5].

Прогноз дан Шмидтом в 1904 г. Нижняя фигура — разрез, составленный Букстрофом после проходки туннеля. Различие между прогнозом и действительной структурой (спокойная антиклинальная складка) невелико. *1* — триас; *2* — лейас; *3* — нижний доггер; *4* — средний доггер; *5* — «главный роговик», доггерские оолиты; *6* — оксфорд — келловей; *7—9* — мальм; *10* — нижнетретичные отложения.



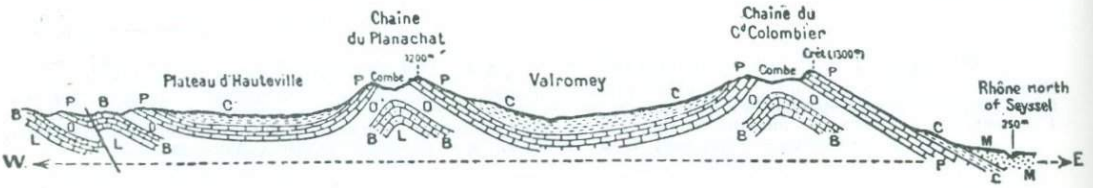
Ф и г. 221. Прогноз, структура и ее интерпретация в зоне туннеля Хауэнштейнбазис [6].

Верхний разрез — прогноз, данный Мюльбергом в 1910 г., средний — действительная структура (по данным на 1914 г.), нижний — интерпретация 1916 г. (и то, и другое по данным Буксторфа). Объяснение стратиграфических индексов см. на фиг. 220. В прогнозе совершенно не предполагалось наличия надвига над триасом в районе Бергфлю и Доттенберг [6].



Ф и г. 222. Прогноз и действительная структура туннеля Гренхенберг [6].

Верхний разрез — прогноз, данный в 1912 г., нижний — действительная структура по данным на 1914 г. Объяснение стратиграфических индексов см. фиг. 220. С имеющей относительно простую структуру антиклиналью Грайтери никаких осложнений не было. Однако в структуре Гренхенберг был обнаружен совершенно не предполагавшийся ундулирующий надвиг.



Ф и г. 223. Схематический разрез двух горных цепей юго-западной части Юры, на котором показано соотношение между структурой и рельефом [14].

Масштаб: горизонтальный 1 : 225 000, вертикальный 1 : 112 500. М — третичная моласса; С — нижний мел; Р — верхнеюрские известняки; О — оксфордские мергели; В — оолитовые известняки байоса — батона («главный роговик»); L — лейасовые мергели.

дованием мергелей и более устойчивых известняков. Широко известны и мощная толща грубозернистых оолитовых известняков позднедоггерского возраста —«главный роговик» (нем. «Hauptrogenstein»), и горизонт известняков верхнего мальма.

В более мелких антиклинальных складках панцирь одной из известняковых толщ защищает мергели от денудации. Следовательно, рельеф коррелируется со структурой — антиклинали образуют хребты. Однако в более крутых структурах верхние элементы известнякового панциря разрушены эрозией, и здесь развивается обращенный рельеф. Долины различной ширины и глубины (франц. combes) врезаны в гребневые части антиклинальных складок (фиг. 223). Такая обстановка была детально изучена уже Геймом [18], который различал синклинальные, изоклинальные и антиклинальные долины.

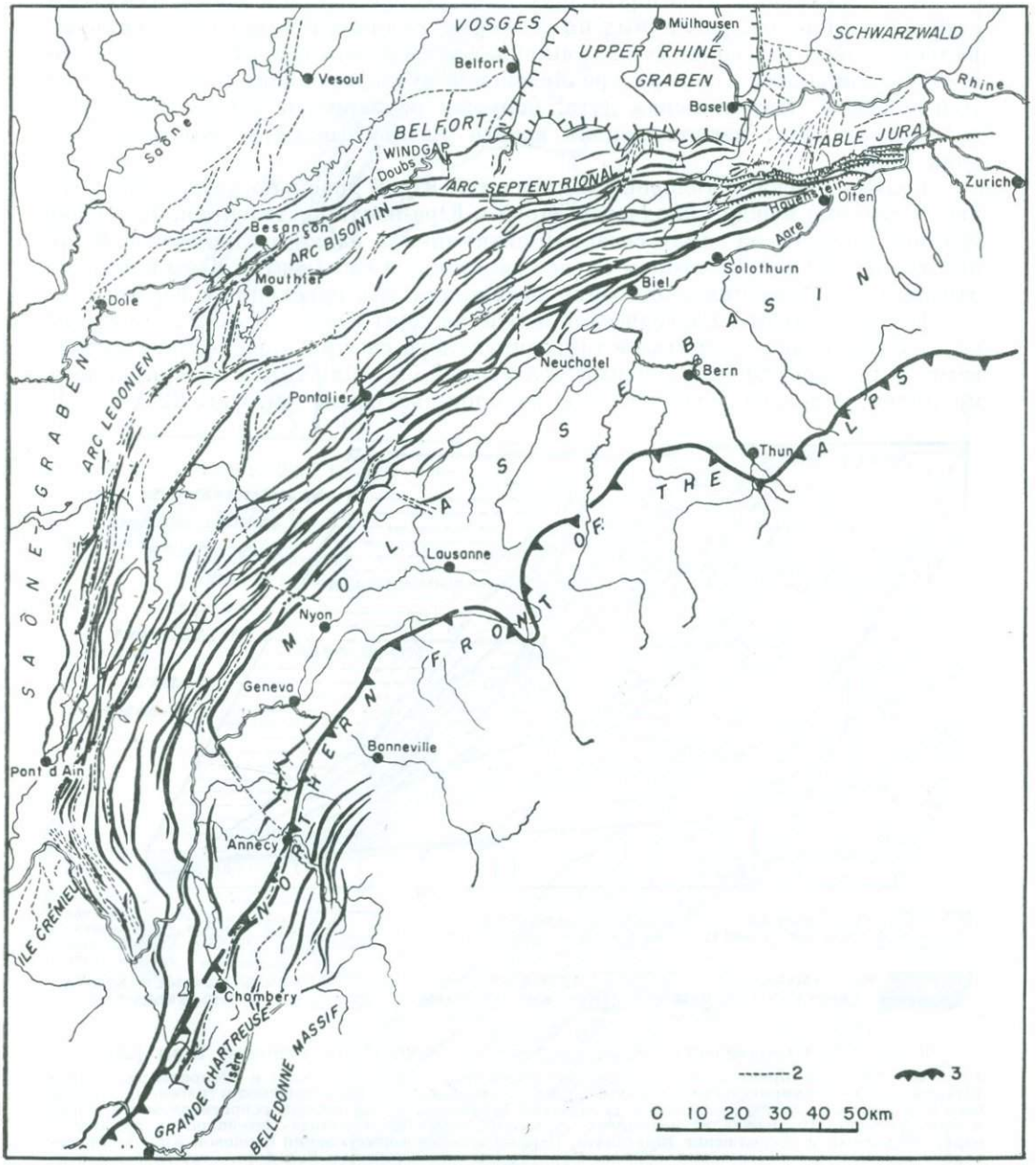
КЛАССИЧЕСКАЯ КАРТИНА

Основное описание швейцарской части гор Юра, как и швейцарских Альп, принадлежит Гейму [18]. Более подробные сведения можно почерпнуть из объяснительной записки к геологической карте Швейцарии масштаба 1 : 200 000 [7, 9, 3]. Для французской части гор основной является сводка Де Маржери [11]. Большая часть новейшей литературы по горам Юра цитируется в работе Кэра [8].

Используя для Юры ту же процедуру, которую мы принимали при анализе Альп, вначале осветим классическую картину, а затем перейдем к краткому обзору некоторых важнейших новых идей.

Горы Юра можно разделить на три части: Столовую Юру (Tafeljura), Юру-плато и Складчатую Юру, или Высокую цепь (Kettenjura, Faltenjura, Faisceau hélvétique, Haute chaîne).

Как показано на фиг. 224, Юра-плато занимает обширную область в западной и северо-западной части цепи, выклиниваясь в южном и восточном направлениях. Складчатая Юра сужается в северо-восточном направлении, где она, наконец, представлена всего лишь одной антиклинальной структурой (фиг. 221). Этим подчеркивается различие между Столовой и Складчатой Юрой. Для большинства исследователей Юры (например, для Буксторфа из Базеля) основной антитезой являются различия между Столовой Юрой и Складчатой Юрой, в то время как Юра-плато представляет для них второстепенный интерес. В то же время некоторые французские геологи и их швейцарские коллеги из Женевы, Лозанны и Невшателя все чаще обращаются к Юре-плато.



Фиг. 224. Схематическая карта Юры [4].

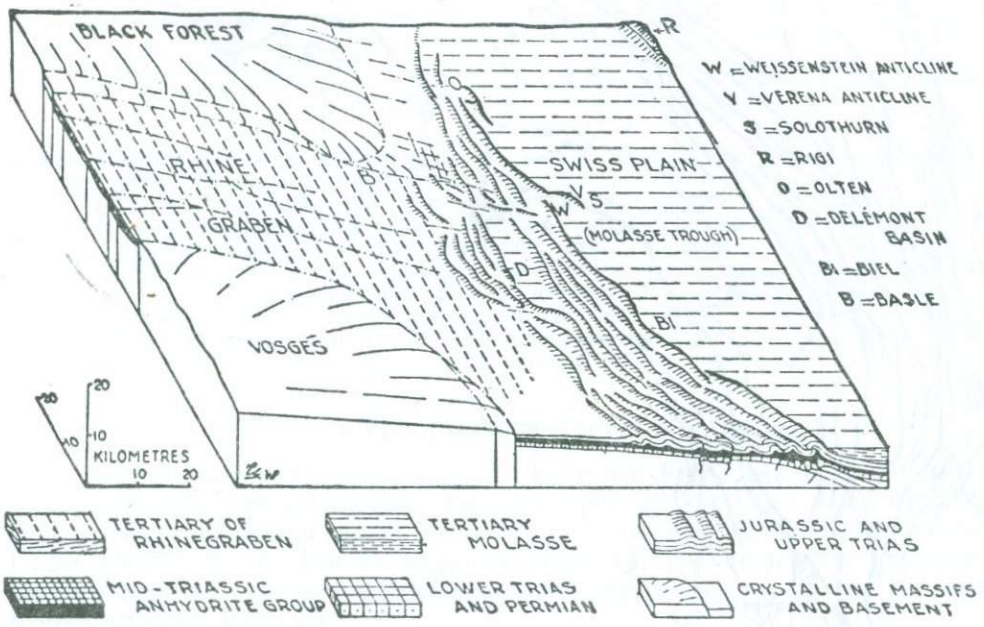
Столовая Юра сложена нормальным постгерцинским осадочным чехлом Вогез и Шварцвальда. Осадочный чехол более интенсивно тектонически деформирован к северу от Складчатой Юры; отдельные блоки иногда несколько наклонены. Однако более интенсивным дислокациям не придается большого значения.

Складчатая Юра — узкий вогнутый складчатый пояс, располагающийся по внутренней стороне гор. Он образован, как правило, множеством параллельных, сильно дислоцированных тектонических структур, однако на его северо-восточном окончании мы находим только одну-единственную цепь. Складчатая Юра для многих геологов является наиболее представительным элементом гор Юра.

В то же время Юра-плато представлено множеством более или менее стабильных блоков, различных по размерам и форме; они образуют синклинальные зоны, разделяемые узкими складчатыми поясами. Из них наиболее часто упоминаются в литературе Ледонская дуга, названная так по городу Лон-ле-Сонье, Бизонтенская дуга, берущая название от города Безансон, и Северная дуга, расположенная южнее ущелья Бельфор, или Бургундских ворот.

Граница между Столовой и Складчатой Юрой довольно резкая; в то же время граница между Складчатой Юрой и Юра-плато постепенная. К первой границе приурочена самая северная антиклиналь надвига Складчатой Юры на Столовую Юру. Во втором случае синклинали Складчатой Юры в северо-западном направлении постепенно расширяются и переходят в Юра-плато.

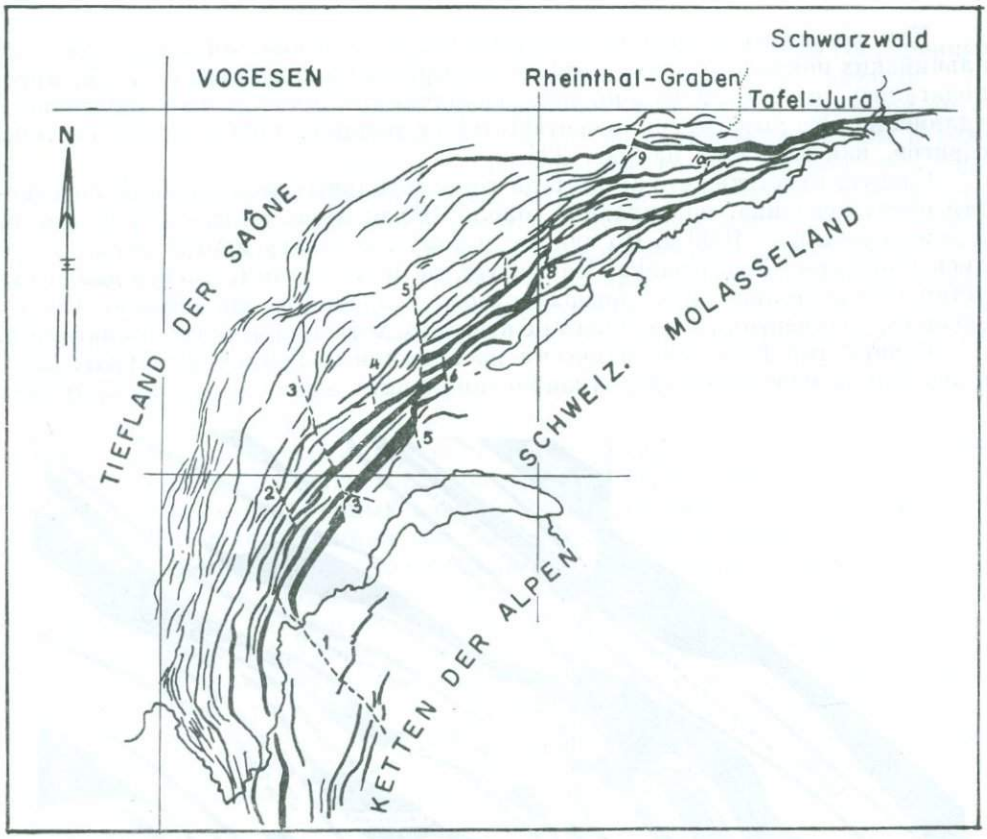
В соответствии с классической картиной горы Юра сформировались как складчатый пояс в результате тангенциального сжатия, переданного покровами Альп через промежуточный молассовый бассейн. Такая интерпретация проиллюстрирована Умбгрове [27] на блок-диаграмме (см. фиг. 225).



Фиг. 225. Схематическая блок-диаграмма восточной оконечности Юры [27].

Показана Высокая горная цепь, по-видимому, выдвинутая в сторону Вогез и Шварцвальда. Перед Шварцвальдом сформировалась Столовая Юра, в то время как перед Верхнерейнским грабеном, севернее бассейна Делемон, могли развиваться складчатые структуры (из-за низкой сопротивляемости пород в зоне грабена). Последние из названных структур —«складки форланда» швейцарских авторов — образуют восточное продолжение Юра-плато. Перед Вогезами формирования Столовой Юры не происходило вследствие существования грабена Бургундских ворот (ущелья Бельфор). Этот грабен связывает Верхнерейнский грабен с Сонско-Ронским.

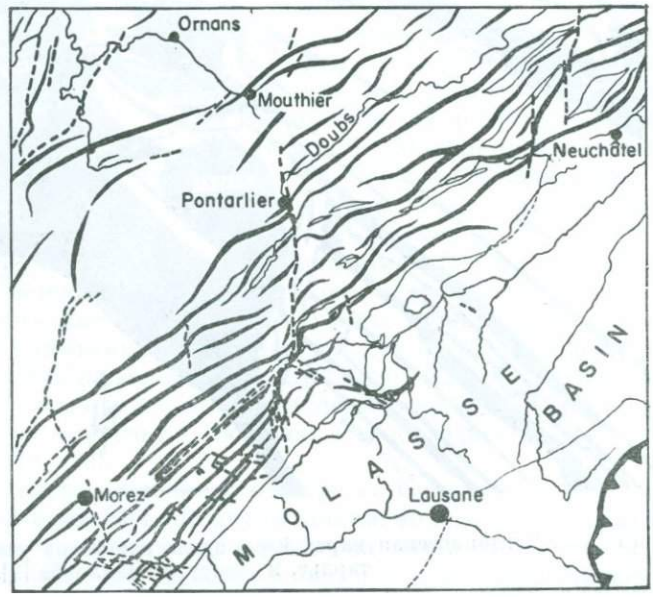
W — антиклиналь Вейссенштейн; V — антиклиналь Верена; S — Золотурн; R — Риги; O — Ольтен; D — бассейн Делемон; Bi — Биль; B — Базель.



Ф и г. 226. Схематическая карта главных сдвигов Юры [18].

См. также фиг. 227, 228, где более детально изображены сдвиги 3 и 5.

1 — скучивание небольших складок вдоль хребта Салев; *2* — разрывное нарушение Сен-Клод; *3* — разрывное нарушение Доль — Шампаньоль, проходящее через Морез; *4* — разрывное нарушение Валлорб — Понтарлье; *6* — разрывное нарушение Мон-Сюше; *7* — разрывное нарушение Ле-Брене; *8* — разрывное нарушение Монтруз; *9* — скучивание небольших складок вблизи Монмелона; *10* — мелкие разрывные нарушения, образующие зону разломов Гензбруннен.



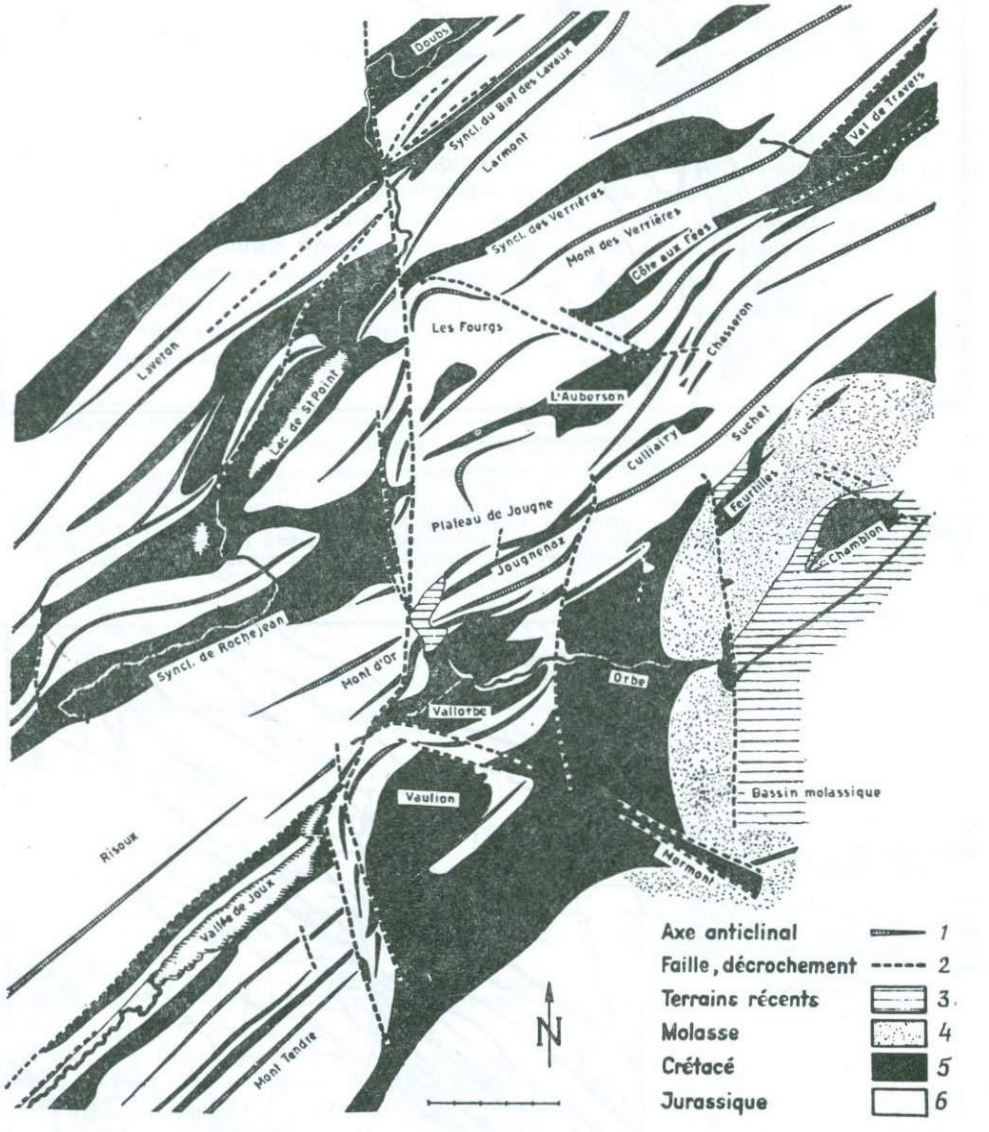
Ф и г. 227. Тектоническая карта части Юры. Масштаб 1 : 750 000 [3, 9].

Показана часть сдвигов. Так называемые сдвиги (wrench faults), не столь непрерывны, как это обычно показывают на схематических картах, например, на фиг. 226.

Как результат изгиба складчатого пояса, а также того, что давление альпийских покровов проявлялось не под прямым, а под острым углом, предполагалось, что горы Юра в процессе складчатости претерпели относительное удлинение. Это выразилось, в соответствии с теорией, в образовании системы сдвигов, как показано на фиг. 224.

Следует отметить, что амплитуда горизонтальных перемещений по сдвигам очень невелика, как правило, около 100 м; лишь иногда она достигает и даже превышает 1000 м. По одному и тому же сдвигу иногда осуществлялись движения разного знака. Не следует забывать и о том, что эти движения установлены только для поверхностного осадочного эпидермиса. Об их связи с фундаментом точно ничего не известно, хотя часто она предполагается.

Сдвиги гор Юра, схематически изображенные Геймом [18] (фиг. 226), с тех пор в еще более схематизированном виде воспроизводились во всех



Р и г. 228. Тектоническая карта Юры вдоль одного из участков главного сдвига Понтарлье, к северу от Валлорба [2].

Вдоль так называемого сдвига нет никаких признаков горизонтальных смещений, однако он разделяет две части Юры с различным стилем складчатости.

1 — антиклинальное поднятие; *2* — разрывное нарушение; *3* — современные отложения; *4* — моласса; *5* — мел; *6* — юра.

учебниках структурной геологии. Я вернусь к вопросу о связи современных взглядов на генезис Юры со сдвигами гор Юра в следующем разделе.

На фиг. 227 показана часть гор Юра с двумя четко выраженными крупными сдвигами. На рисунке видно, что это не поперечный разлом и даже не зона параллельных разломов. Самые крупные сдвиги описаны как зоны, разделяющие части складчатого пояса с разным характером складчатости. В таких случаях основываются на многочисленных структурах, которые близ сдвига затухают и на той стороне эшелонированно замещаются другими структурами. При попытках связать эшелонированные структуры, принимая, что первоначально они были непрерывными, получают самые различные амплитуды горизонтальных смещений. Однако это всего лишь плоды необоснованных реконструкций.

Представление о двух частях складчатого пояса, каждой со своим собственным стилем складчатости, еще лучше иллюстрируется данными современного анализа части главного сдвига — сдвига Понтарлье (фиг. 228).

Следовательно, сдвиги гор Юра принадлежат группе структур, совершенно отличных от крупных сдвигов типа Сан-Андреас, играющих столь большую роль в современных геотектонических построениях.

В завершение обзора классической картины происхождения Юры следует отметить, что в соответствии с ней укорочение чехла должно было быть таким же, как и укорочение фундамента. Нам не известно, чтобы где-либо в результате срыва фундамент оказался обнаженным, однако предполагалось что горы Юра произошли вследствие укорочения «всей» коры, а не вследствие самостоятельной транспортировки ее осадочного чехла. Хотя считалось, что фундамент должен быть укорочен на ту же самую величину, отнюдь не требовалось, чтобы укорочение происходило так же, как и укорочение в чехле. Чаще всего принималось, что фундамент характеризуется наличием надвигов [1].

НОВЫЕ ИДЕИ

Гравитационная тектоника

Новые идеи о происхождении Юры впервые высказал Люжон [23]. Он указал на то, что во всех более ранних работах об Юре делался упор на близкую связь Юры с Альпами; Юра ответвляется от Субальпийских цепей на широте Шамбери. На основании этой связи допускалось, что если Альпы были образованы в результате тангенциального сжатия, то происхождение Юры должно быть аналогичным. Приняв происхождение посредством гравитационной тектоники если не всех Альп, то по крайней мере Предальп, расположенных ближе всего к Юре, с таким же успехом мы могли бы принять этот механизм формирования и для гор Юра (стр. 189). Можно предположить, что они образовались в результате гравитационного срыва в Сонско-Ронский грабен, т. е. как и Предальпы, соскользнувшие в молассовый бассейн.

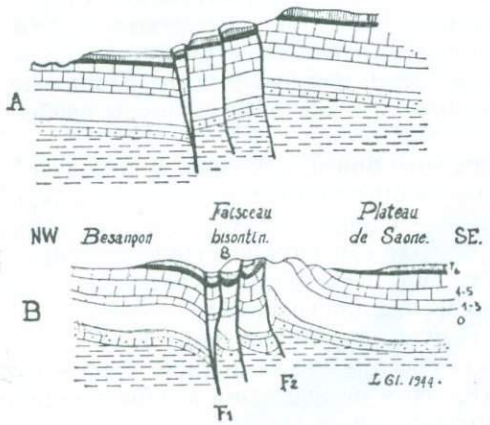
Однако идеи Люжона [23] не были приняты Ганьебеном [13], который считал, что гравитационная тектоника ограничивается Предальпами; как мы позже покажем, этот вопрос до сих пор остается открытым.

Следует обратить внимание на то, что диктуемого теорией тангенциального сжатия общего опрокидывания («Vergenz») наружу здесь не существует. На более схематических изображениях гор Юры (фиг. 225) такая вергентность как будто бы выражена, однако это впечатление ошибочное. Этот факт отмечали и другие геологи задолго до Люжона, а в последнее время к ним присоединился Вегман [28, 29].

Если не считать крайнего восточного окончания Складчатой Юры, где она сокращается до одной-единственной антиклинали, то с северной вергентностью отдельных структур мы встречаемся как на юго-востоке, так и на северо-западе. Это свидетельствует, на мой взгляд, о том, что Юра отнюдь не единый однородный складчатый пояс. Они созданы в результате проявления множества процессов, возможно взаимосвязанных, но затрагивавших различные части гор по-разному.

Сложная история Бизонтенской дуги

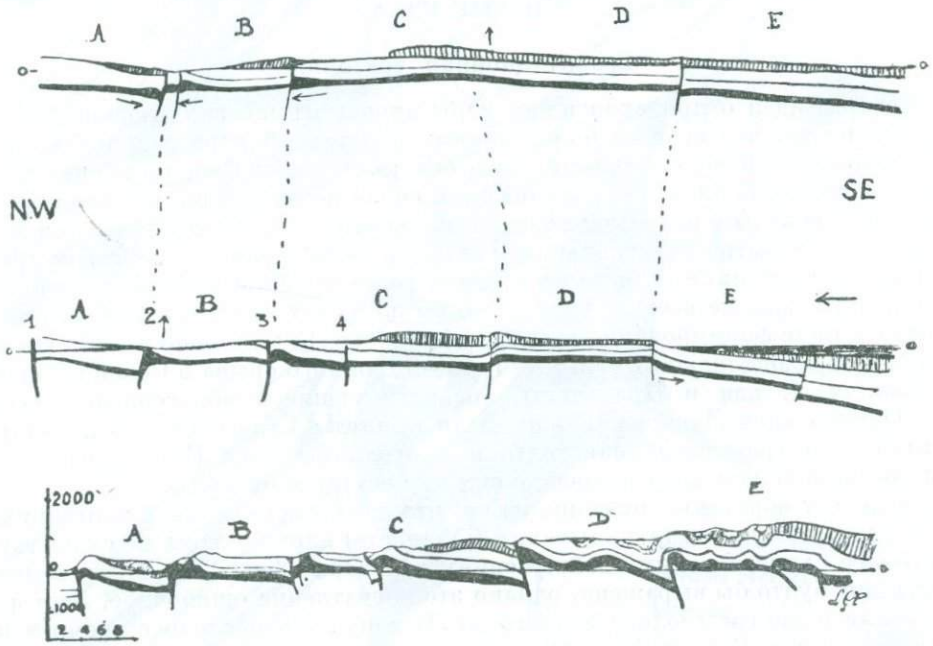
На другой стороне гор Юра, в районе города Безансон, Гланжо [15] раскрыл сложную историю Юра-плато. Его происхождение, по-видимому, нисколько не связано с Альпами, а является результатом вертикальных движений фундамента.



Ф и г. 229. Происхождение одной из внешних структур Юры — Бизонтенской дуги, вблизи Безансона, в соответствии с теорией Гланжо [16].

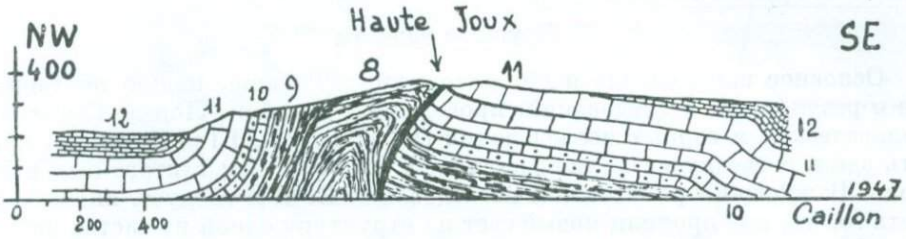
Верхний разрез — конец олигоцена, нижний — современная обстановка.
F_1 — разрывное нарушение Дуб; F_2 — разрывное нарушение Аржель — Бёр; O — лейас; *1—5* — доггер; *6* — оксфорд; *7* — рорак; *8* — секван — киммеридж.

На начальном этапе образования гор Юра крупные блоки земной коры, будущие плато, разделялись узкими структурами. В них вначале осуществлялись растяжение и погружение, но на последующей стадии, во время срыва осадочного чехла этих плато, которые оказались слегка наклоненными, бывшие грабены испытали сжатие, и заполняющие их осадочные обра-



Ф и г. 230. Генетические разрезы Юры на участке Безансон и Понтарлье [16].

Вертикальный масштаб в четыре раза больше горизонтального. Верхний разрез — олигоцен, средний — виндобон, нижний — современный период.
A — плато и краевая складка-сброс к северу от Оньона; B — то же для плато Аван-Мон и Бизонтенской цепи; C — плато Орнан с цепью Мамиролль; D — плато Лаврон с цепью Салинуа; E — Высокая цепь.



Ф и г. 231. Тип складок-сбросов («faille-pli») [17].

Антиклиналь От-Жу, к юго-востоку от Понтарлье. Пластическая кора сложена мергелями оксфорда. Для привязки см. фиг. 237.

8 — мергели оксфорда; *9* — рорак; *10* — секван; *11* — киммеридж; *12* — портланд.

зования были более или менее интенсивно смяты в складки. Следовательно, наблюдаемые в настоящее время узкие антиклинальные структуры Юра-плато являются своего рода драпировкой над первоначальными грабеновыми структурами (фиг. 229).

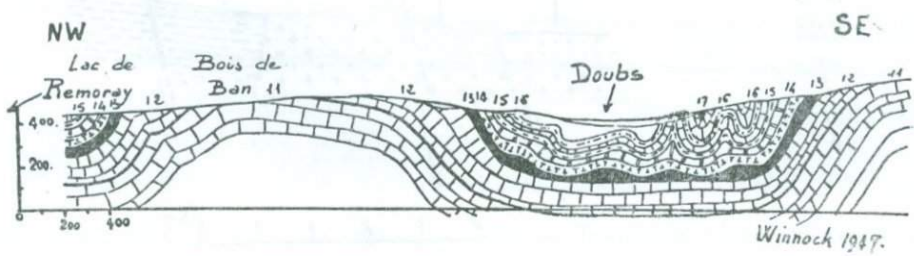
Очень скоро стало ясно, что такой генезис, вначале постулированный для Бизонтенской дуги, может быть распространен и на все Юра-плато, если даже не на все горы Юра, включая Складчатую Юру (фиг. 230).

Был введен в обращение новый элемент описательной структурной геологии —«faille-pli» (англ. fault-fold). В противоположность хорошо известной структуре «pli-faille», впервые описанной Огом в Субальпийских цепях (стр. 248), эта структура представляет собой разрывное нарушение, впоследствии развивающееся в складку (фиг. 231).

Кроме того, в ходе детального картирования было обнаружено, что срыв происходил не только по гипсоносному триасу, но и по любому мобильному горизонту (фиг. 232), что вполне соответствует положению, наблюдаемому в гельветидах и Субальпийских цепях.

Различие во взглядах Люжона [23] и Гланжо [15—17] заключается главным образом в том, что первый говорит о поверхности срыва, единой для всех гор Юра, а второй о частичном срыве, приуроченном к основанию отдельных блоков фундамента в пределах плато. Предполагается, что блоки могли двигаться вверх и вниз и приобретать наклон более или менее независимо один от другого, в процессе действия на фундамент каких-то неизвестных нам сил.

Мозаика Гланжо вполне совместима, на мой взгляд, с беспорядочностью вергентности отдельных структур, о чем говорилось выше.



Ф и г. 232. Разрез участка Юра-плато [17].

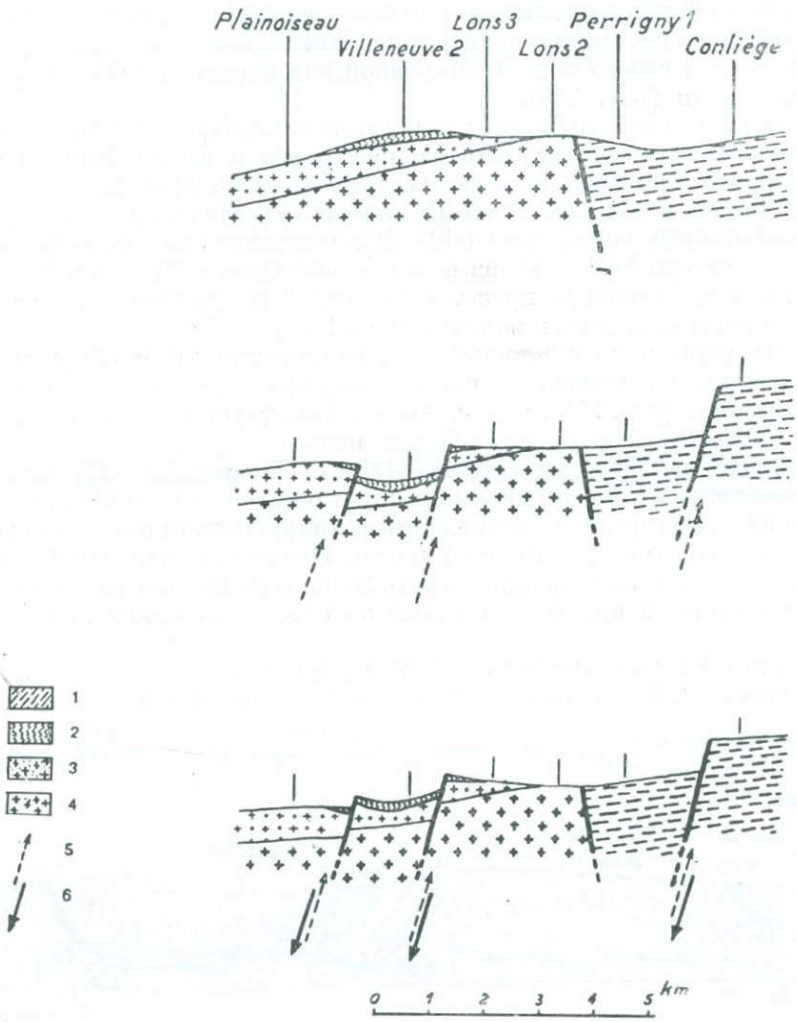
Показаны структуры обрушения и срыв в меловых отложениях, т. е. значительно выше, чем нормальный срыв в гипсоносном триасе.

11 — киммеридж; *12* — портланд; *13* — пербек; *14* — валанжин; *15* — готерив; *16* — баррем: *17* — альб — апт; *18* — сеноман.

Крупные надвиги

Основное направление идей, изложенных Гланжо, нашло подтверждение в результатах исследований, проведенных в районе Лон-ле-Сонье Бюро геологических и горных исследований (БГиГИ) [22]. БГиГИ начало проводить здесь разведку на калийные соли, а затем на газ; в итоге был найден уголь. Важнейшим результатом исследований БГиГИ следует, видимо, признать то, что они пролили новый свет на структуру одной из частей внешней цепи Юры.

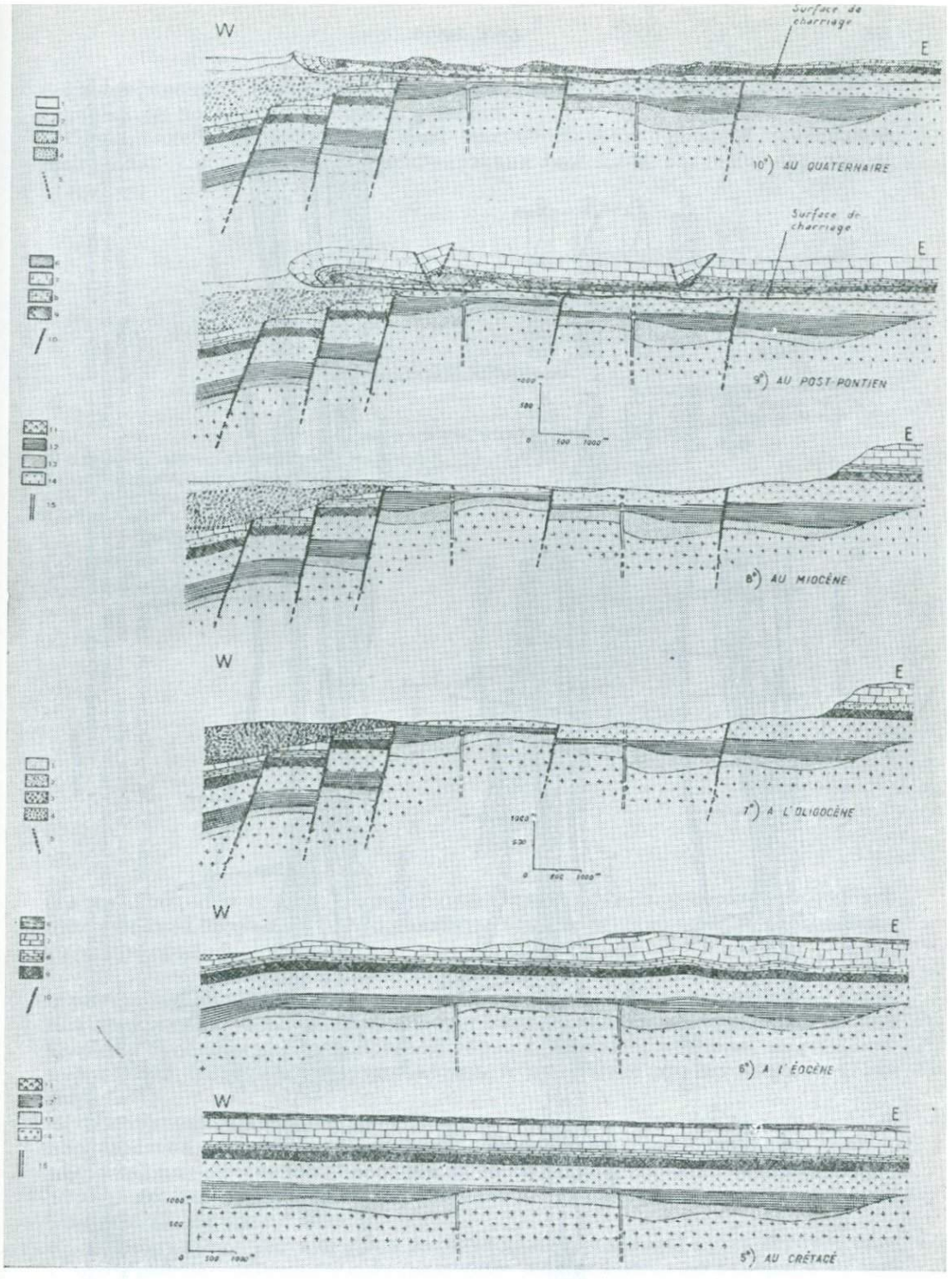
Проведенное БГиГИ глубокое бурение позволило получить представление о структуре фундамента в районе Лон-ле-Сонье; фактически это первая информация о фундаменте Юры вообще. Фундамент образован догерцинскими породами, главным образом слюдяными сланцами, гнейсами и гранитами, в которых формировался посторогенный лимнический угольный бас-



Ф и г. 233. Схематический разрез достефанского основания Юры близ Лон-ле-Сонье [22]*

Вертикальный масштаб в пять раз больше горизонтального. Верхний разрез — достефанский пенеплен, средний — роль постстефанской, допермской сбросово-глыбовой тектоники, нижний — современная обстановка. Третичная сбросово-глыбовая тектоника частично уничтожила проявления более древнего глыбообразования.

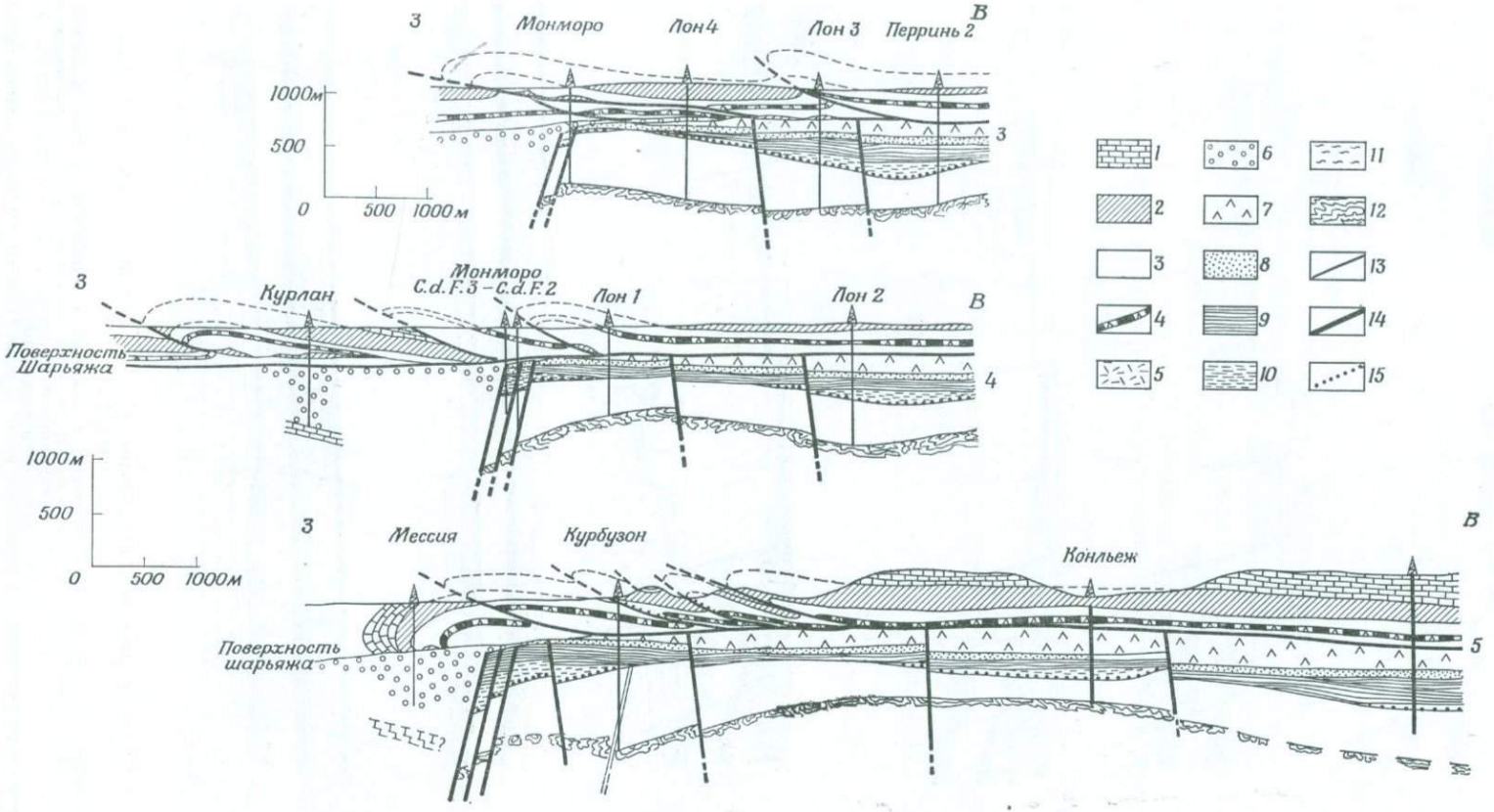
1 — слюдяные сланцы; *2* — гнейсы; *3* — мигматиты; *4* — граниты; *5* — герцинские движения; *6* — альпийские движения.



Ф и г. 234. Серия разрезов внешней структуры Юры — Ледонской дуги — в районе Лон-ле-Сонье [22].

1 — плиоцен; *2* — миоценовая моласса; *3* — олигоцен; *4* — эоцен; *5* — разломы, сопровождающие надвиги; *6* — мел; *7* — верхняя юра; *8* — нижняя юра; *9* — лейас; *10* — олигоценовые сбросы, ограничивающие глыбы; *11* — триас; *12* — пермь; *13* — стефан; *14* — догерцинский фундамент; *15* — постстефанские, допермские сбросы, ограничивающие глыбы.

После посторогенного осадконакопления в стефанское время и последующего глыбообразования пермские и мезозойские отложения отлагались согласно (нижний разрез). В эоцене произошли наклон пластов и их эрозия, сопровождавшиеся интенсивным глыбообразованием в олигоцене. Следующая фаза эрозии снова привела к пенепленизации; по поверхности этого пенеплена и перемещался тектонический покров, в дальнейшем также подвергшийся эрозии (верхний разрез).

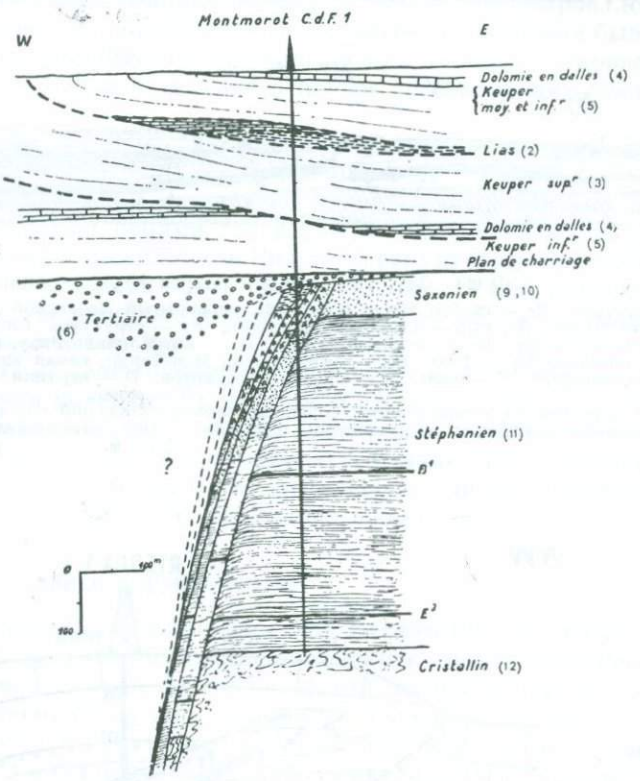


Ф и г. 235. Три разреза внешней цепи Юры — Ледонской дуги в районе Лон-ле-Сонье [22].

1—5 — элементы покрова: *1* — средняя и верхняя юра, *2* — лейас; *3* — верхний кейпер, *4* — тонкослоистые доломиты, *5* — нижний кейпер; *6—12* — автохтонные элементы: *6* — третичная моласса, *7* — триас, *8* — нижний пестрый песчаник, *9* — саксонские красноцветы, *10* — саксонские фиолетовые отложения, *11* — стефан, *12* — кристаллический фундамент; *13* — олигоценовый сброс; *14* — постстефанский — допермский сброс; *15* — кейпер, вдавленный в поверхность надвига.

сейн стефанского возраста; в осадочном разрезе мощностью около 700 м содержится несколько угольных пластов.

Стефанские отложения захвачены только сбросово-глыбовой тектоникой (фиг. 233). После периода пенепленизации они были согласно перекрыты



Фиг. 236. Разрез, пройденный скважиной Монморе 1 во внешней структуре Юры — Ледонской дуге — в районе Лон-ле-Сонье [22].

Для привязки см. верхний разрез фиг. 235. На разрезе видна сложная структура поверхности надвига (см. фиг. 235).

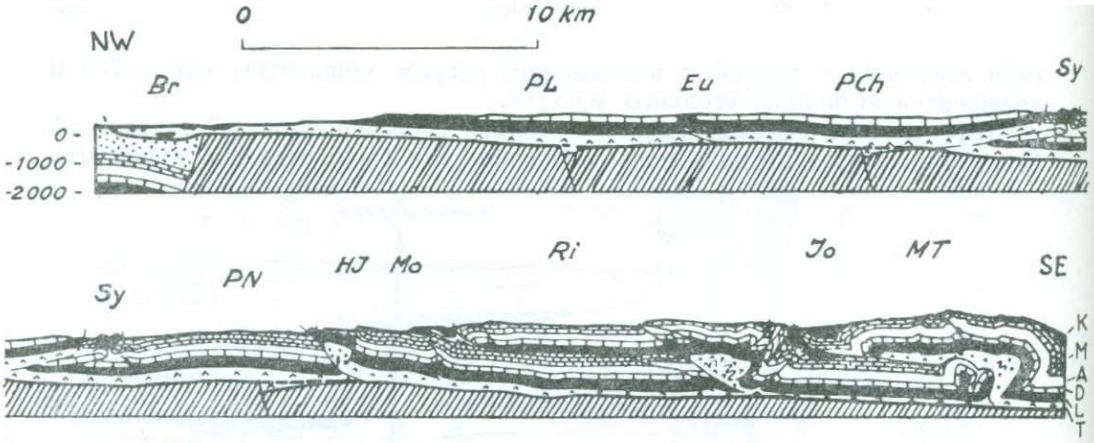
осадками перми и триаса. Согласно отлагались, видимо, и верхнемезозойские отложения (*5* на фиг. 234), что доказать, однако, трудно из-за последовавшего затем срыва.

В эоцене указанные выше толщи приобрели наклон (*6* на фиг. 234); в олигоцене проявлялась интенсивная сбросово-глыбовая тектоника. Главной структурой, образовавшейся в этот период, явился заложившийся между Сонским грабеном и Юрой краевой сброс с размахом крыльев, по меньшей мере, 3 км. Тогда же сформировалось и множество других сбросов (*7* на фиг. 234).

Современная внешняя цепь Складчатой Юры — Ледонская дуга — была впоследствии надвинута на краевой сброс. Почти горизонтальная поверхность надвига прослежена более чем на 13 км и соответственно является структурой, весьма отличной от тех небольших надвигов, о которых говорил Гланжо (*9* на фиг. 234).

Фронтальная часть надвига заходит даже за главный краевой сброс Сонского грабена, перекрывая автохтонные молассовые конгломераты олигоценового и миоценового возраста. Они происходят откуда-то из других мест Юры, где в результате образования наклона в эоцене или же в результате проявления олигоценовой сбросово-глыбовой тектоники, а может быть, в результате того и другого вместе, отдельные части гор Юра были подняты и захвачены эрозией.

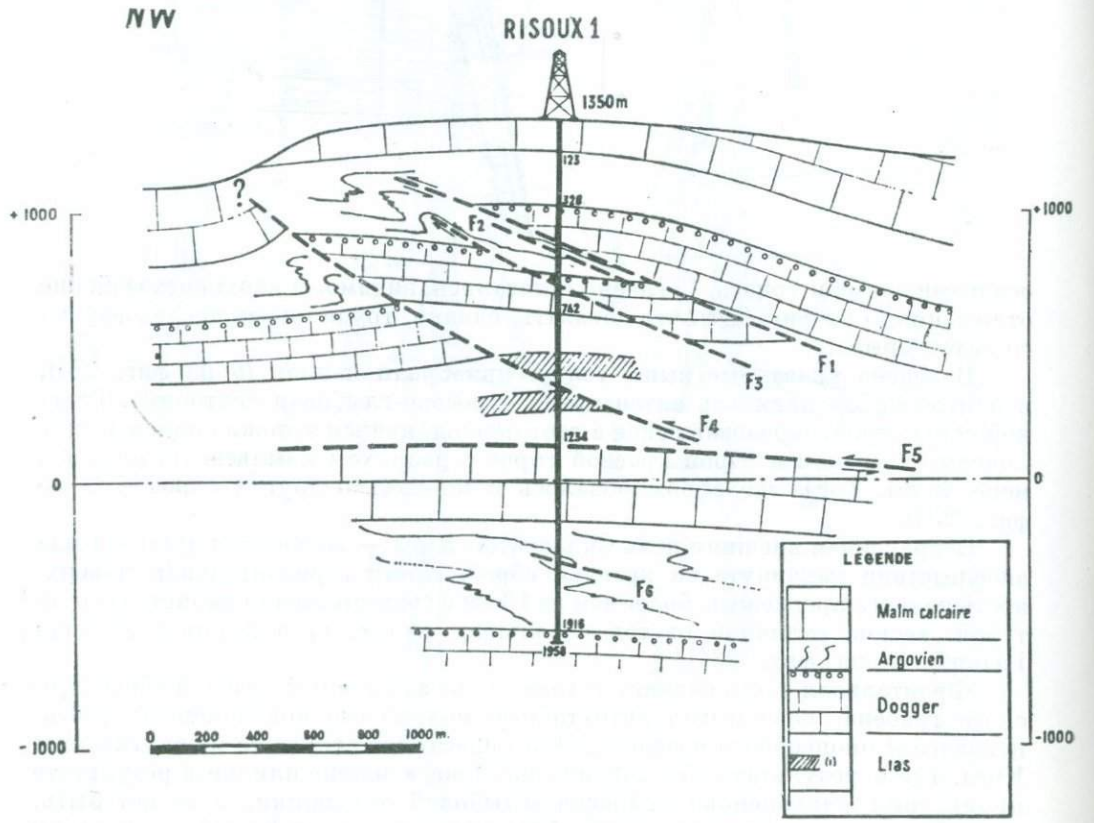
Надвиг, по крайней мере в его внешней части, там, где он перекрывает молассовые образования, сформировался очень поздно, в послемиоценовое



Ф и г. 237. Поперечный разрез Юры в районе Лон-ле-Сонье [21].

Структуры: Br — грабен Бресс (Сонский), перекрытый Ледонской дугой; Pl — плато Лон-ле-Сонье; Eu — антиклиналь Эт; PCh — плато Шампаньоль; Sy — структура Сиам; PN — плато Нозерой; HJ — антиклиналь От-Жу; Mo — синклиналь Мот; Ri — антиклиналь Ризу, надвиг с амплитудой 10 км; Jo — антиклиналь Жу — Таль; MT — антиклиналь Мон-Тандр; самая внутренняя структура Высокой цепи.
Стратиграфия: K — мел; M — мальм; A — аргов; D — верхний доггер; L — лейас и нижний доггер; T — триас.

В этом разрезе не учтена мощная толща триасовых отложений под складками Юры, выявленная по данным разведочного бурения и геофизики (стр. 357). Под антиклиналью Ризу мощность триаса превышает 1000 м.



Ф и г. 238. Разрез антиклинали Ризу в Юре [30].

В этой структуре, представляющей собой скорее широкое плато, чем антиклиналь, наблюдаются дисгармоничная складчатость и разломы (арговские глинистые сланцы). Однако ниже глубины 1234 м встречен абсолютно идентичный разрез, начинающийся с мальма. Ни триас, ни породы фундамента не вскрыты.

время. Такой молодой возраст надвига вполне соответствует положению структуры на внешней стороне горной цепи; аналогичная зависимость установлена и в других складчатых поясах. В то же время, как видно на фиг. 235, надвиг является сложным. Расстояние, на котором он перекрывает молассу, составляет всего лишь 2 или 3 км. Вполне возможно, что он сформировался в основном несколько раньше, а постмиоценовые надвиговые движения были постумными. Однако мы не располагаем средствами для точного датирования различных плоскостей надвига, в совокупности составляющих столь эффектную структуру.

Факты, сообщенные Линхардтом [22], имеют, на мой взгляд, большое значение для понимания генезиса Юры (см. разрезы на фиг. 233—236).

Проявляющееся в столь больших масштабах надвигообразование не ограничивается только внешними цепями гор Юра. Мы встречаемся с ними и в Складчатой Юре, например в антиклинали Ризу. Эта структура расположена на том же радиусе, что и Ледонская дуга (фиг. 237, 238). В ходе последующего глубокого бурения аналогичные надвиги, возможно, будут обнаружены также и в других местах гор Юра.

На показанном на фиг. 237 модернизированном разрезе Юры обращают на себя внимание: 1) гладкая поверхность плоскости срыва, 2) относительно большая роль надвигообразования и 3) весьма небольшое различие между Юра-плато и Складчатой Юрой. Не следует забывать, однако, что о положении фундамента мы можем судить только по небольшому числу скважин. Обе интерпретации, данные на фиг. 237, одинаково возможны.

Сдвиги в фундаменте?

Перейдя от фактов к фантазиям, напомним, что Вегман [28, 29] и Павони [24] независимо один от другого попытались объяснить складкообразование Юры как результат горизонтальных перемещений и сдвигов фундамента. Карта Павони, вычерченная лучше, чем более схематичные рисунки Вегмана, хорошо иллюстрирует трудности, встретившиеся на пути такого решения вопроса. Только в случае «сдвигов», обнаруживаемых в осадочном эпидермисе и описанных Геймом [18], которые согласно вышеупомянутой точке зрения будто бы соответствуют сдвигам в фундаменте, удается определить требуемый угол между сдвигом и осью складки. В других местах Юры эту зависимость выявить не удается.

Я полагаю, что идея Гланжо о наклоненных блоках фундамента с локальной гравитационной реакцией эпидермиса служит лучшей моделью происхождения складчатости гор Юра. Однако мое убеждение основано не столько на анализе данных по горам Юра, где положение фундамента нам малоизвестно, сколько на сопоставимых с ними, но значительно более глубоко эродированных каталонидах, где наклоненные блоки фундамента более доступны для наблюдения (стр. 375—378).

Такая модель, однако, не объяснет происхождения Ледонской дуги — расположенного на западе крупного надвига, верхнее крыло которого перемещено в западном направлении. Впрочем, из предложенных до сих пор интерпретаций ни одна не в состоянии объяснить происхождение и мозаики мелких структур с их противоположной вергентностью, и одной единственной надвинутой наружу внешней антиклинали. Мы вынуждены прийти к заключению, что все структуры, развитые в Юре, созданы далеко не одним процессом.

Авторы модели гравитационной реакции на субвертикальные движения и на наклон отдельных блоков земной коры выходят из положения, принимая две стадии срыва. Вначале легкий, но общий наклон фундамента наружу привел к образованию крупных, направленных наружу надвигов. Дальнейшие движения вызвали дробление фундамента Юры на небольшие блоки

по разломам, причем некоторые из них были антитетическими. Затем в верхних частях этих блоков формировались, видимо, более мелкие структуры и развивалась противоположная вергентность в соответствии с направлением наклона данного блока фундамента.

Решение вопроса о происхождении гор Юра, отдаленно напоминающее решение того же вопроса Гланжо, недавно предложено Лаубшером [21]. В (северо-)восточной части Юры он предполагает наличие множества блоков, складчатость в которых была автономной. На границе между такими блоками (каждый со складчатостью, отличной от складчатости в соседнем блоке) в эпидермисе могли формироваться сдвиги.

Лаубшер находится в выгодном положении, располагая данными нового картирования большой части этого участка Юры, и его модели соответственно адаптированы применительно к обстановке, принимаемой на сегодня. Он полагает, что можно провести различие между ранней тектонической фазой эпидермиса, сопровождавшейся денудацией, и «морфо-тектонической» фазой. Было высказано предположение, что последняя фаза заключала в себе гравитационное перемещение поверхностных элементов, обусловленное различием уровней, достигнутых эрозией. Это не первичная тектоническая фаза. Таким бразом, двухфазовая тектоника («Zweiphasenhypothese») Лаубшера весьма отличается от двухфазовой тектоники (англ. two phase tectonics) предыдущих авторов.

Складчатость в пределах блоков обусловлена, по-видимому, первичным вращением по часовой стрелке Юры в целом более чем на 8°, сопровождавшимся различной реакцией отдельных блоков. Современный анализ Юры выполнен, как это ни странно, с принятием стародавнего мотора — тангенциального сжатия. Как предписывалось старыми теориями, мотор действовал издалека, с юга («Ternschubhypothese» [19]), через промежуточный молассовый бассейн, который вел себя, видимо, как компетентный блок.

В качестве иллюстрации того, что в геологии никогда нельзя быть уверенным в том, что вы действительно что-то доказали, упомянем о любопытном совпадении: Лаубшер основывает столь старомодную интерпретацию на тех же идеях, которые были использованы сторонниками гравитационной тектоники для опровержения представлений сторонников тангенциального сжатия,— на роли в надвиговой тектонике давления флюидов (fluid pressure) [25]. Если, говорит Лаубшер, это явление развивается под действием веса вышележащих пород, оно должно проявляться как под горами Юры, так и под молассовым бассейном. При значительном сокращении силы трения даже самое небольшое тангенциальное сжатие должно было передаваться в виде толчка компетентному молассовому бассейну, который в свою очередь обусловливал вращение и складчатость Юры.

В заключение обзора гор Юра приходится констатировать, что очень много проблем еще ждут своего решения. Одно можно сказать с уверенностью — старые представления о Юре как миниатюрном складчатом поясе, служащем моделью Альп, отныне потеряли свое значение.

Горы Юра и триасовые соленосные отложения

В результате недавнего бурения доказано, что площадь развития Складчатой Юры контролируется как мощностью подстилающего триаса, так и фактом присутствия соленосных отложений.

Эти данные еще не включены ни в одну теорию о происхождении Юры и соответственно не отражены ни в одном приводимом нами разрезе (Winnock E., устное сообщение на Коллоквиуме о тектонических ярусах, Невшатель, 1966 г.).

Мощность триасовых отложений, подстилающих Юру, превышает 500 м; в скважине Лаврон, пройденной в центральной части Складчатой Юры, она

составляет 1300 м. В молассовых бассейнах, как в бассейне Бресс на западе, так и в Швейцарском бассейне, мощность триаса значительно меньше.

Более того, площадь развития соли и других эвапоритов раковинного известняка и кейпера почти точно соответствует площади гор Юра (правда, эвапориты раковинного известняка развиты все же на несколько большей площади). Мощность эвапоритовой толщи увеличивается по направлению к центру этой горной цепи; в скважине Лаврон она достигает 700 м.

Отсюда первый вывод: нет соли — нет складчатости. Второй вывод заключается в том, что с триаса здесь осуществилась инверсия рельефа. То, что было небольшим осадочным бассейном, стало небольшой горной цепью.

ЛИТЕРАТУРА

1. Aubert D., Le Jura et la tectonique d'écoulement, Bull. Lab. Géol. Mineral. Géophys. Musée Géol. Univ. Lausanne, 83, 1—20, 1945.
2. Aubert D., Le décrochement de Pontarlier et l'orogénèse du Jura, Mém. Soc. Vaudoise Sci. Nat. 12, 93—152, 1959.
3. Aubert D., Badoux H., Notice explicative, feuille 1, Neuchâtel, Carte Géologique de la Suisse, 1 : 200 000, Kümmerley and Frey, Bern, 1—27, 1956.
4. Bersier A., Carte tectonique du Jura, In E. Gagnebin, P. Christ, Editors, Geologischer Führer der Schweiz, I, Wepf, Basel, 1942.
5. Buxtorf A., Geologische Beschreibung des Weissensteintunnels und seiner Umgebung, Mém. Carte Géol. Suisse, 21, 1—125, 1908.
6. Buxtorfe A., Prognosen und Befunden beim Hauensteinbasis und Grenchenbergtunnel und die Bedeutung der letzteren für die Geologie des Juragebirges, Verhandl. Naturforsch. Ges. Basel, 27, 184—254, 1916.
7. Buxtorf A., Erläuterungen zu Blatt 2, Basel — Bern, Geologische General Karte der Schweiz, 1 : 200 000, Kümmerley und Frey, Bern, 1—39, 1951.
8. Caire A., Problèmes de tectonique et de morphologie jurassiennes, In M. Durand Delga, Editor, Livre à la Mémoire du Professeur P. Fallot, II, Soc. Géol. France, Paris, 105—158, 1963.
9. Collet L. W., Notice Explicative Feuille 5, Genève — Lausanne, Carte Géologique de la Suisse, 1 : 200 000, Kümmerley und Frey, Bern, 1—47, 1955.
10. De Margerie E., Le Jura, I, Bibliographie sommaire du Jura franco-suisse, Mém. Crate Géol. France, 1—642, 1922.
11. De Margerie E., Le Jura, II, Commentiare de la carte structurale du Jura, Mém. Carte Géol. France, 1—900, 1936.
12. Fernow L. R., Paris Basin, Geotimes 10 (4), 9—13, 1965.
13. Gagnebin E., Vues nouvelles sur la géologie des Alpes et du Jura, Bull. Soc. Neuchâteloise Sci. Nat., 67, 1—4, 1942.
14. Gignoux M., Stratigraphic Geology, Freeman, San Francisco, Calif., 1—682, 1955.
15. Glangeaud L., Les caractères structuraux du Jura, Bull. Soc. Géol. France, 19, 670—688, 1949.
16. Glangeaud L., Le rôle du socle dans la Tectonique du Jura, Ann. Soc. Géol. Belg., 73, 57—94, 1950.
17. Glangeaud L., Schneegans D., Les caractères généraux du style jurassien, Ann. Soc. Géol. Belg., Bull., 73, 131—146, 1950.
18. Heim A., Geologie der Schweiz, I, Molasseland und Juragebirge, Tauchnitz, Leipzig, 1—704, 1919.
19. Laubscher H. P., Die Fernschubhypothese der Jurafaltung, Eclogae Geol. Helv., 54, 221—282, 1961.
20. Laubscher H. P., Die Zweiphasenhypothese der Jurafaltung, Eclogae Geol. Helv., 55, 1—22, 1962.
21. Laubscher H. P., Ein kinematisches Modell der Jurafaltung, Eclogae Geol. Helv., 58, 231—318, 1965.
22. Leinhardt G., Géologie du bassin houiller Stéphanien du Jura et de ses morts-terrains, Mém. Bur. Rech. Géol. Minières, 9, 1—449, 1962.
23. Lugeon M., Une hypothèse sur l'origine du Jura, Bull. Lab. Géol. Mineral. Géophys. Musée Géol. Univ. Lausanne, 73, 1—14, 1941.
24. Pavoni N., Faltung durch Horizontalverschiebung, Eclogae Geol. Helv., 54, 515—534, 1961.
25. Rubey W. W., Hubbert M. K., Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting, Bull. Geol. Soc. Am., 70, 167—206, 1959.

26. Sigal S., Contribution à l'étude du faisceau occidental du Jura Bugeysan (Feuille de Belley au 50 000e), Bull. Carte Géol. France, 268, 1—77, 1962.
27. Umbgrove J. H. F., Symphony of the Earth, Nijhoff, The Hague, 1—220, 1950.
29. Wegmann E., Anatomie comparée des hypothèse sur les plissements de couverture (le Jura plissé), Bull. Geol. Inst. Uppsala 40, 196—182, 1961.
29. Wegmann E., Le Jura plissé dans la perspective des études sur le comportement des socles, In M. Durand Delga, Editor, Livre à la Mémoire du Professeur P. Fallot, II, Soc. Géol. France, Paris, 99—104, 1963.
30. Winnock E., Résultats géologiques du forage du Risoux 1, Bull. Ver. Schweiz. Petrol. Ingr., 28, 17—26, 1961.

Альпийская Европа. Бетская Кордильера, Иберийские цепи и каталониды

ВВЕДЕНИЕ

Как уже говорилось на стр. 164 и 165, главными альпийскими элементами Испании, если не считать южных флангов Пиренеев, являются Иберийские цепи, каталониды и Бетская Кордильера. Иберийские цепи и каталониды, обрамляющие бассейн Эбро с юго-запада и юго-востока (фиг. 252),— небольшие горы, сопоставимые по структуре с горами Юра. Напротив, Бетская Кордильера — крупный элемент, развившийся из истинно геосинклинального бассейна. Поэтому мы начнем свой обзор именно с нее.

БЕТСКАЯ КОРДИЛЬЕРА

Название «Бетская Кордильера» носит обширная горная область юго-восточной Испании, протягивающаяся при ширине 100 км почти на 500 км вдоль побережья Средиземного моря от Кадиса и Гибралтара на западе до Картахены и Аликанте на востоке.

Являясь элементом Альпийской цепи, Кордильера тем не менее резко отличается от собственно Альп, в частности геоморфологически. Она представлена не системой вытянутых горных цепей, а более или менее беспорядочной мозаикой отдельных высоких и крутых, но довольно коротких сьерр, разделяемых обширными плато, как высокими, так и низкими. Ее крупный элемент — Сьерра-Невада характеризуется несомненно альпийскими высотными отметками (3481 м), однако длина его составляет всего 75 км, т. е. менее одной шестой длины всей Бетской Кордильеры.

Беспорядочная мозаика небольших обособленных сьерр и плато обусловлена развитием молодых, неогеновых, межгорных впадин. В противоположность крупным внешним более или менее непрерывным молассовым бассейнам Альп Кордильера характеризуется развитием небольших внутренних изолированных молассовых бассейнов.

Поэтому на топографических картах мы находим названия только отдельных сьерр. Многие из них представляют собой части Бетской Кордильеры. Название последней сугубо геологическое. Оно используется для того, чтобы показать общность альпийских цепей юго-восточной Испании.

В этом регионе работали две группы геологов — альпийские и неальпийские. Альпийские геологи всегда старались интерпретировать Кордильеру как аналог или даже как часть Альп. Результаты их исследований прекрасно обобщены Фалло [16]; кроме того, он приводит обширную библиографию с перечислением работ, на основании которых выполнен его обзор. Если не считать более ранних исследований, большинство полевых работ выполнено швейцарским геологом Блюменталем, самим Фалло и датскими геологами под руководством Брувера. Результаты их работ нашли отражение в синтезе классической картины Альпийской цепи, который дал Штауб [39].

Этимологическим следом работы геологов датской школы явилось утверждение двух датских терминов, зачастую в переводе на немецкий язык. Это «смешанная зона» (Mengzone, Mischungszone, llamada Mischungzone) и «конгломератовые мергели» (Konglomeratischer Mergel). Как мы дальше увидим, оба элемента залегают на кристаллических сланцах Сьерра-Невады.

Неальпийские геологи, представленные в основном германской школой, находятся прежде всего под впечатлением индивидуальности отдельных сьерр. Признавая локальные надвиги и покровы, они все же отдают предпочтение автохтонному или параавтохтонному развитию.

Фалло постоянно занимал промежуточную позицию. Выступая в защиту крупных покровных структур, он всегда был против корреляций с австридами и пеннидами [16, 17].

Геологи университетов Испании, Франции, Дании и ФРГ сейчас заняты осуществлением детального повторного картирования и структурного анализа. Полученные результаты свидетельствуют о том, что Бетская Кордильера является значительно более сложной структурой, чем предполагалось ранее [26, 38].

Основные подразделения

Мы до настоящего времени оперируем с подразделениями, выделенными ранее, при создании прежних, более схематизированных картин. Новые результаты относятся только к внутренней структуре и интерпретации этих подразделений.

Главные подразделения показаны на фиг. 239. К югу от герцинских возвышенностей Испанской Месеты расположен бассейн Гвадалквивир. В восточном направлении он становится более мелким и замещается зоной развития маломощного чехла эпиконтинентальных образований, залегающих на триасе и тектонически деформированных с образованием небольших неправильных структур [5, 23]. Это Предбетская зона, видимо продолжающаяся в западном направлении под бассейном Гвадалквивир.

Первое подразделение охватывает северную внешнюю Суббетскую и южную внутреннюю Бетскую зоны. В Суббетской зоне триас представлен германской фацией; выходы фундамента отсутствуют. В то же время в Бетской зоне триас принадлежит альпийской фации и доальпийский фундамент включен в состав альпийских структур.

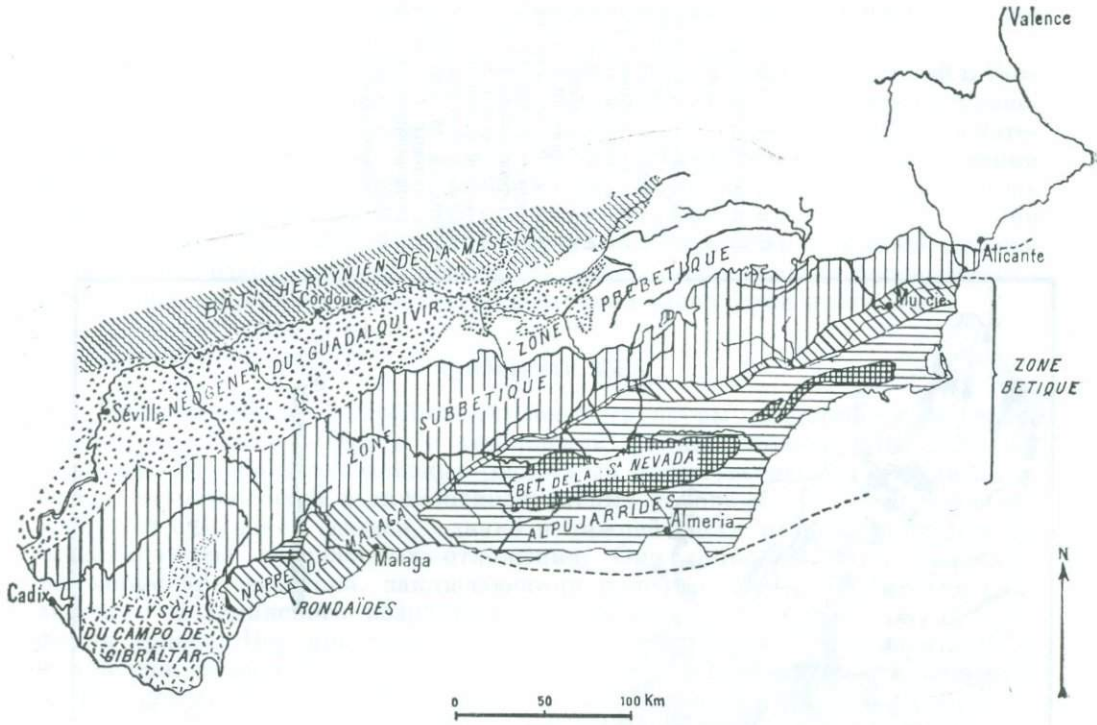
Самая северная зона Бетской Кордильеры — Суббетская. Ее часто подразделяют на северную подзону, Суббетскую зону в узком смысле, и южную подзону — Пенибетскую.

Главную часть Бетской Кордильеры составляет ее южная единица — собственно Бетская зона, которую можно схематически расчленить на три главные зоны: Сьерра-Невада, Малага и покровы альпухаррид. На западе мы находим дивергентные рондаиды, а еще западнее — область развития гибралтарского флиша.

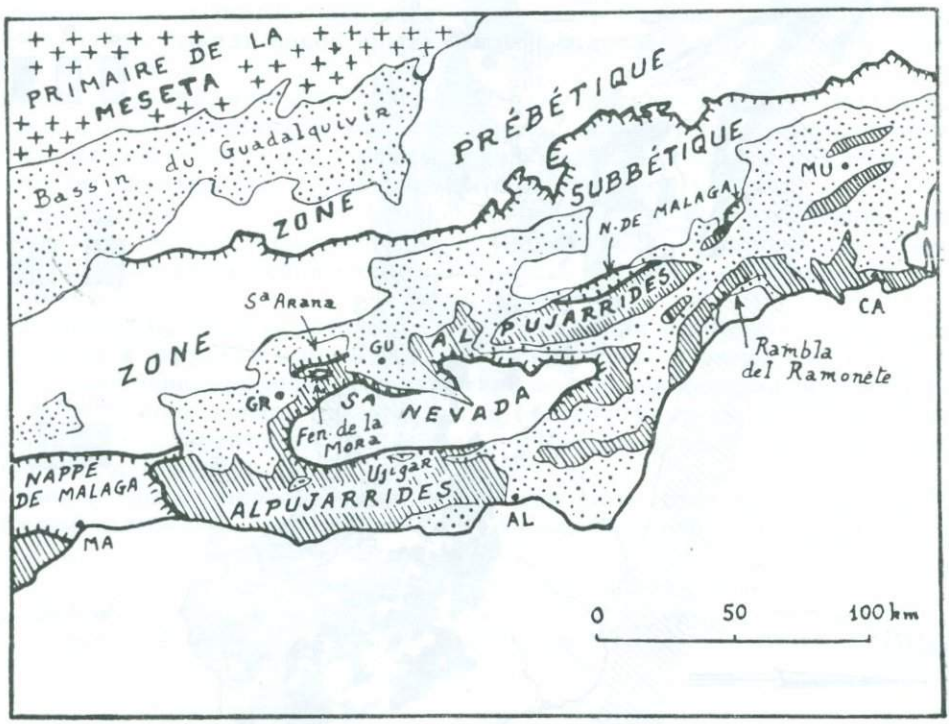
Как и в Альпах, здесь наблюдается разительное различие между внешней частью Бетской Кордильеры, образуемой Суббетской зоной, и ее внутренней частью — Бетской зоной. Это различие даже больше, чем в Альпах. Суббетская зона состоит из структур эпидермального типа, сорванных по кровле эвапоритов триаса в германской фации. С другой стороны, главная бетская система покровов — альпухарриды — охарактеризована развитием триаса в альпийской фации. Кроме того, как в альпухарридах, так и в бетской Малаге доальпийский фундамент оказался включенным в состав альпийских структур. В противоположность двум вышеупомянутым единицам бетская Сьерра-Невада сложена в основном однородной толщей слюдяных сланцев мощностью в несколько километров.

По мнению Штауба [39], альпухарриды следует относить к австридам, поскольку они заключают отложения триаса в альпийской фации. Следовательно, подстилающие их слюдяные сланцы Сьерра-Невады должны принадлежать покровам пеннид; они образуют большое тектоническое окно, сопоставимое с окном Тауэрна. Однако, помимо триаса, в альпийской фации никаких других оснований для такой корреляции нет. Нет никаких оснований и для корреляции бетской Невады с пеннидами или даже для предположения, что они образуют покров, а не являются автохтонными [17].

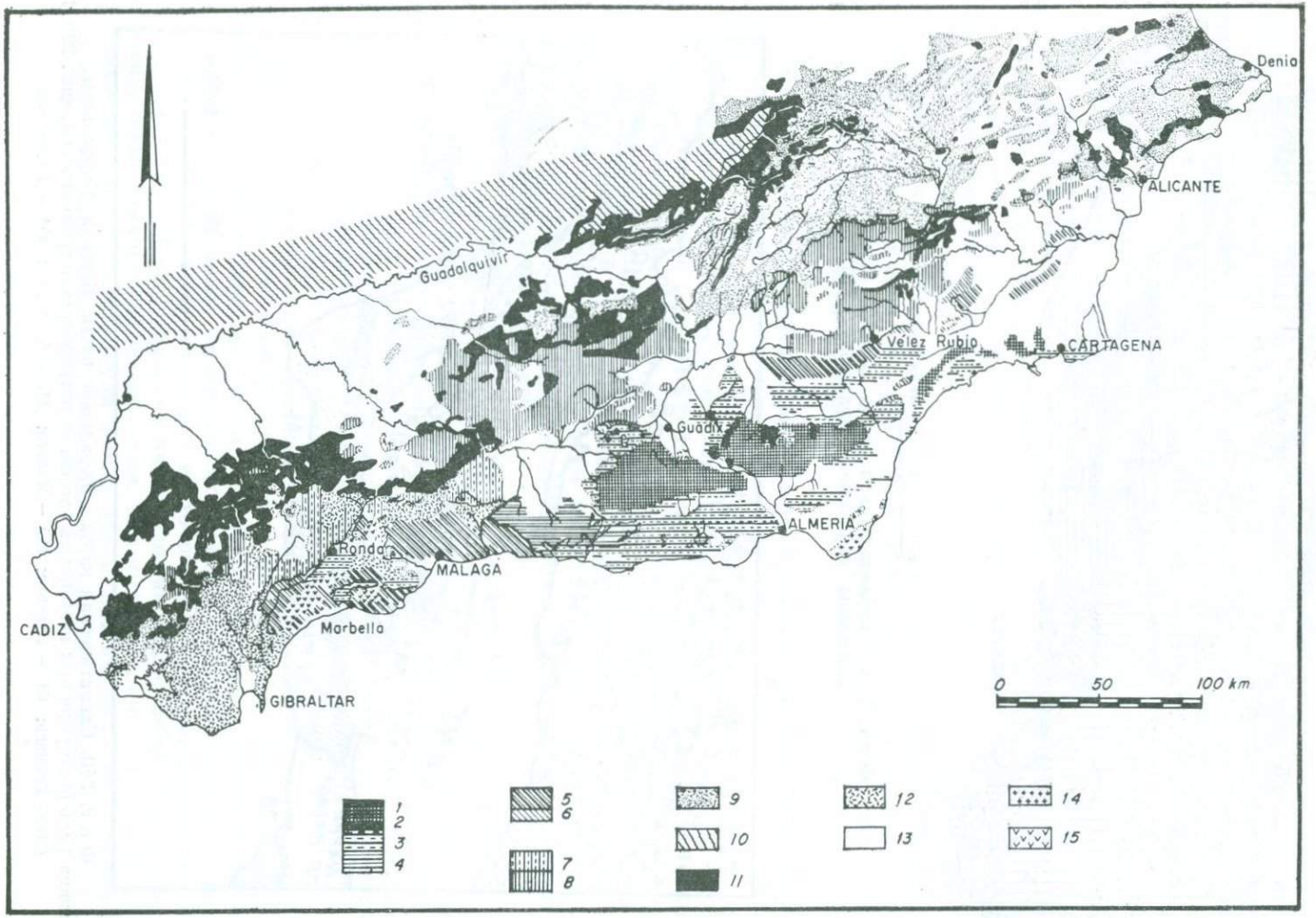
Масштаб схематизации, принятой на фиг. 239, становится ясным при взгляде на фиг. 240. На этой фигуре показаны неогеновые бассейны погружения в пределах центральной части Бетской Кордильеры. Совершенно ясно, что своим современным поднятым положением Сьерра-Невада обязана молодому посторогенному поднятию и что образование неогеновых бассейнов связано также с современными интенсивными движениями по разломам. Вертикальные посторогенные движения, как положительные, так и отрицательные, видимо, мало затронули цепь в целом, они имели более случайный характер, что выразилось в образовании системы отдельных грабенов и горстов.



Ф и г. 239. Генерализованная карта Бетской Кордильеры. Показаны основные подразделения [16].



Ф и г. 240. Схематическая карта центральной части Бетской Кордильеры. Показана роль посторогенных неогеновых бассейнов погружения (штриховка), см. фиг. 239 [12].
GR — Гранада; GU — Гуадикс; MA — Малага; AL — Альмерия; CA — Картахена.



Ф и г. 241. Структура Бетской Кордильеры [16].

1—10 — тектонические единицы: *1* — бетская Сьерра-Невада, *2* — «смешанная зона», *3*, *4* — альпухарриды (*3* — покров Гадор — Ланхарон, *4* — покров Лухар), *5* — бетская Малага, *6* — рондаиды, *7*, *8* — Суббетская зона, *9* — Предбетская зона, *10* — герцинский фундамент Месеты; *11—13* — стратиграфические единицы: *11* — триас в германо-андалузской фации, *12* — сенон и нижнетретичный флиш, *13* — неогеновые и четвертичные бассейны; *14*, *15* — вулканические породы: *14* — молодые вулканические породы Кабо-де-Гата, *15* — перидотиты Серранеа-де-Ронда.

Прежде чем перейти к более детальному рассмотрению Суббетской и Бетской зон, следует напомнить о том, что Фалло [18] однажды произвел сравнение бассейнов По и Гвадалквивир. Как видно из названия его работы, в которой он говорит о глубинной геологии бассейна По и загадке происхождения бассейна Гвадалквивир, между ними не так много сходства, если не считать того, что оба они являются неогеновыми бассейнами погружения. Бассейн Гвадалквивир много мельче [32], к тому же он расположен на южной окраине герцинских возвышенностей Месеты. По своему положению он более сопоставим с молассовым бассейном северо-восточной Швейцарии и юга ФРГ.

Суббетская зона

Представленные в Суббетской зоне структуры эпидермального типа, соскользнувшие по триасу в германской фации, сложены относительно маломощной серией мезозойских (вплоть до нижнетретичных) карбонатных пород, отложившихся в эпиконтинентальных условиях. Триас представлен в общем германской фацией, однако в нижней части разреза присутствует мощная толща гипсоносных отложений. Они сопровождаются осадками раковинного известняка, заключающими палеонтологические остатки анизийского и ладинского возраста и знаменующими переход к альпийской фации триаса. Верхний триас иногда снова выступает в континентальной фации, но, с другой стороны, находят также непрерывную карбонатную серию, переходящую из раковинного известняка в самые низы юры.

Такое развитие триаса, несколько отклоняющееся от нормальной германской фации, называют андалузской фацией. Как видно из фиг. 241, она не ограничивается Суббетской зоной, но встречается также в Предбетской зоне и еще севернее, на большей части Испании.

Для тектоники наиболее важным моментом в этой германо-андалузской фации является развитие мощных гипсоносных отложений в нижней части разреза. Они служили зоной срыва; иногда развивался интенсивный местный галокинез.

Между прочим, причина большого плодородия обширных районов Испании заключается в развитии триасовых и миоценовых гипсов в германо-андалузской фации. Гипсы, как правило, преобладают в толщах над солью — отсюда хорошая рыхлая структура глин на орошаемых полях.

В пределах Суббетской зоны северная, собственно Суббетская, зона представлена более мергелистой фацией, чем южная, Пенибетская. Это объясняется поступлением терригенного материала с севера, с герцинских возвышенностей.

В литературе всегда уделялось много внимания различию палеогеографии, фаций и структур в пределах Суббетской зоны. В этом смысле южная Пенибетская зона, где мергели и занимают подчиненное положение в разрезе, а пелагические известняки морского и мелового возраста достигают большей мощности, характеризуется более упорядоченной системой фациальных изменений и структур [8].

Весьма общие представления о тектоническом стиле Суббетской зоны дает схематический разрез на фиг. 242. Детали читатель может почерпнуть



Ф и г. 242. Схематический поперечный разрез западной части Бетской Кордильеры. Показаны взаимоотношения между Суббетской структурной единицей и единицами Ронда и Малага [24, 25].

из региональной литературы [15, 6, 7, 21, 22, 24, 25]. Никаких признаков наличия в Суббетской зоне покровов, по-моему, нет. Структуры здесь преимущественно автохтонные или параавтохтонные, тектонический стиль напоминает стиль Субальпийских цепей.

Бетская зона

С давних пор тремя главными единицами Бетской зоны (каждая из которых состоит из множества отдельных покровов) считались бетская Малага, альпухарриды и бетская Сьерра-Невада. Расположенные на западе этой горной цепи рондаиды считались местным аномальным элементом. Однако при новейших исследованиях установлено, что рондаиды, возможно, представляют главную единицу и даже замещают на западе альпухарриды.

Согласно наиболее широко принятой тектонической схеме, самым верхним элементом является бетская Малага, самым нижним — бетская Сьерра-Невада, альпухарриды же и рондаиды занимают промежуточное положение.

Бетская Малага

В стратиграфическом разрезе бетской Малаги преобладает доальпийская серия, включающая как более древние, сильнометаморфизованные породы — гнейсы, кристаллические сланцы и циполины, так и более молодые, слабометаморфизованные обломочные породы, содержащие палеонтологические остатки силурийского — каменноугольного возраста.

Постгерцинский разрез начинается отложениями трансгрессии в пестром песчанике; далее он представлен индивидуализированными комплексами верхнего мезозоя. Осадконакопление в широких масштабах началось только в позднемеловое и раннетретичное время (флиш).

Как видно из фиг. 239, географическое расположение бетской Малаги весьма своеобразно. Ее главная часть находится на западе рассматриваемой горной цепи, в районе Малаги, откуда она в виде узкой зоны протягивается на северо-восток вдоль северной границы Бетской зоны.

На юго-западе бетская Малага, по-видимому, погружается в Средиземное море на участке Марбелла — Малага. Отсюда она надвинута, как предполагается, в северном направлении не только на всю Бетскую зону, но даже своей фронтальной частью в значительной степени и на Суббетскую зону. Эта интерпретация была впервые предложена Блюменталем, поддержана затем Фалло (фиг. 243) и, наконец, принята Хёппенером (фиг. 242).

Для узкой зоны, простирающейся в северо-восточном направлении вдоль северной границы Бетской зоны, геологами амстердамской школы недавно предложена совершенно иная интерпретация [28, 29]. По их мнению, эта зона не только субавтохтонна, но представляет собой разновидность корневой зоны, рубец, из которого тектонические элементы надвинуты в южном направлении на альпухарриды. Небольшие останцы бетской Малаги в пределах альпухаррид описаны Симоном [36] и Ронделем [35], см. фиг. 244, а также Дюран-Дельга [11].

Согласно этой интерпретации, в раннем олигоцен-миоцене, т. е. во время формирования альпухаррид, здесь произошел надвиг в северном направлении. Затем в позднем олигоцен-миоцене последовал надвиг в южном направлении бетской Малаги на альпухарриды и, наконец, в раннем миоцен-плиоцене — снова надвиг Суббетской зоны на север. Такую последовательность орогенических событий представить себе, на мой взгляд, трудно. Эта интерпретация — еще один результат слишком строгого следования концепции фаций классической картины Альп.

Альпухарриды

Альпухарриды берут свое название от Сьерра-де-лас-Альпухаррас, расположенной между горами Сьерра-Невада и Средиземным морем. Как видно из фиг. 239, это самая важная часть Бетской зоны.

Они сложены двумя различными сериями пород — древней и более молодой. Однако в обеих сериях представлены далеко не все тектонические структуры. Обычно наблюдению доступна только более молодая серия, смещенная относительно древней.

Нижняя серия состоит главным образом из кристаллических сланцев средней степени метаморфизации с включениями циполинов. Возраст их раньше всегда определялся как «палеозойский». Однако на основании литофациального сходства некоторых промежуточных граувакк альпухаррид с палеозойскими породами бетской Малаги Эгелер [14] высказал предположение о досилурийском возрасте древней серии альпухаррид.

Более молодая серия представлена мощной массивной толщей преимущественно доломитовых карбонатов. Обнаружены палеонтологические остатки средне- и верхнепозднетриасового возраста, которые, как и литология, свидетельствуют о близком родстве с альпийским триасом. Эта серия начинается горизонтом гипсоносных сланцев верфенского возраста, по которому обычно осуществлялся срыв верхней серии альпухаррид.

Никаких более молодых отложений позднемезозойского или раннетретичного возраста в альпухарридах не известно. Они интенсивно тектонически деформированы, характеризуются многочисленными крупными надвигами. Брувер и его школа [см. 36] предложили схему расчленения альпухаррид на три покрова (сверху вниз): Гуахар, Ланхарон-Гадор и Лухар. С этой схемой согласны, однако, далеко не все. Кроме того, современные исследования показали, что структура альпухаррид значительно сложнее, чем предполагалось вначале. Тем не менее первоначальные наименования все еще применяются (фиг. 243) и в некотором смысле сопоставимы с предложенной Аржаном номенклатурой для пеннидских покровов (римские цифры). Современный разрез гор Сьерра-Невада с альпухарридами, обрамляющими ее с севера и юга, приведен на фиг. 245.

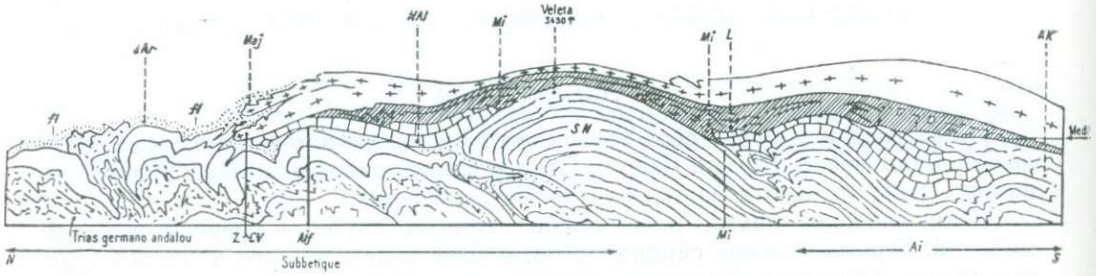
Возраст главной складчатости альпухаррид, сначала определявшийся геологами школы Брувера как мезозойский, а затем Блюменталем и Фалло как эоценовый, претерпел дальнейшее омоложение. Теперь Дюран-Дельга и Фонботе считают складчатость позднеолигоценовой — раннемиоценовой [12].

Рондаиды

Между Рондой и Малагой (фиг. 246) развита давно известная аномальная фация Бетской зоны. Она очень похожа на альпухарриды и первоначально отождествлялась либо с этой единицей, либо с Пенибетской зоной. Ее структура сложна и трудно отделима от элементов расположенной выше бетской Малаги. В результате исследований, проведенных в этом районе группой геологов из Бонна под руководством Хёппенера, теперь рондаиды рассматривают как обособленную единицу Бетской зоны.

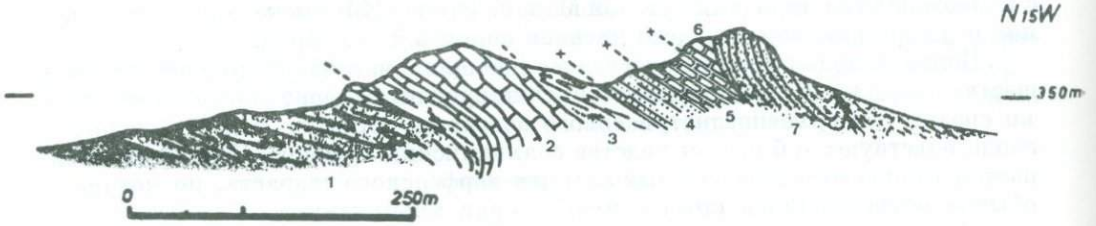
Стратиграфический разрез рондаид представлен только верхним триасом и нижней юрой. Триас в свою очередь представлен только массивными норийскими доломитами мощностью свыше 1000 м. По тому, что он заключает только верхи альпийского триаса, этот разрез сопоставим с разрезом альпухаррид. Из юрского разреза известен только нижний лейас (мергели и известняки мощностью в несколько сотен метров). Кроме того, наблюдаются включения ячеистых доломитов, ассоциирующих с эвапоритами, которые обычно присутствуют в триасе [24].

Сложная структура рондаид схематически показана на фиг. 242.



Ф и г. 243. Разрез западной части Бетской Кордильеры в интерпретации Блумендаля [16].

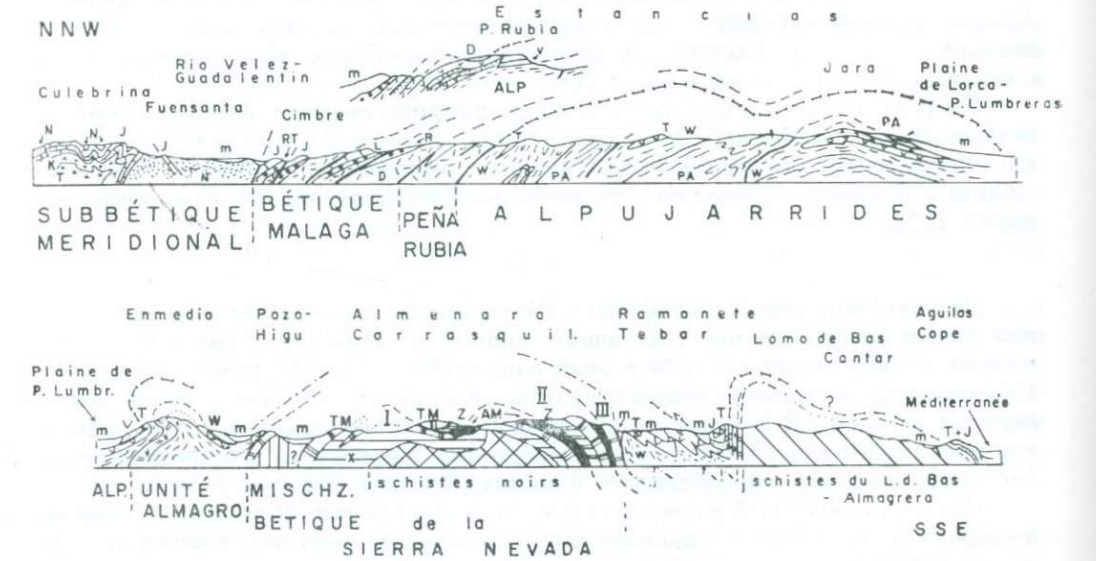
Показана единица бетской Малаги (крестики), перекрывающая все другие тектонические единицы. AK — зона Альмунекар; Al — покровы альпухаррид; Alf — тектоническое окно Альфакар; fl — флиш; GD — покров Гадор; La — Ланхарон; Maj — разветвление структуры Махалихар; Med — уровень Средиземного моря; Mi — «смешанная зона»; NAL — северные альпухарриды; SAR — Сьерра-Арана; SN — Сьерра-Невада; ZCV — зона Коголлос-Вега, фронтальный элемент бетской Малаги.



Ф и г. 244. Разрез горы Серро-дель-Медио, западная часть гор Сьерра-Кабрера, расположенных в юго-восточной части Бетской Кордильеры [35].

Показаны мелкие элементы бетской Малаги (*4*, *6*) и альпухарриды (*1—3*, *5*). Это аргумент в пользу существования южного надвига бетской Малаги.

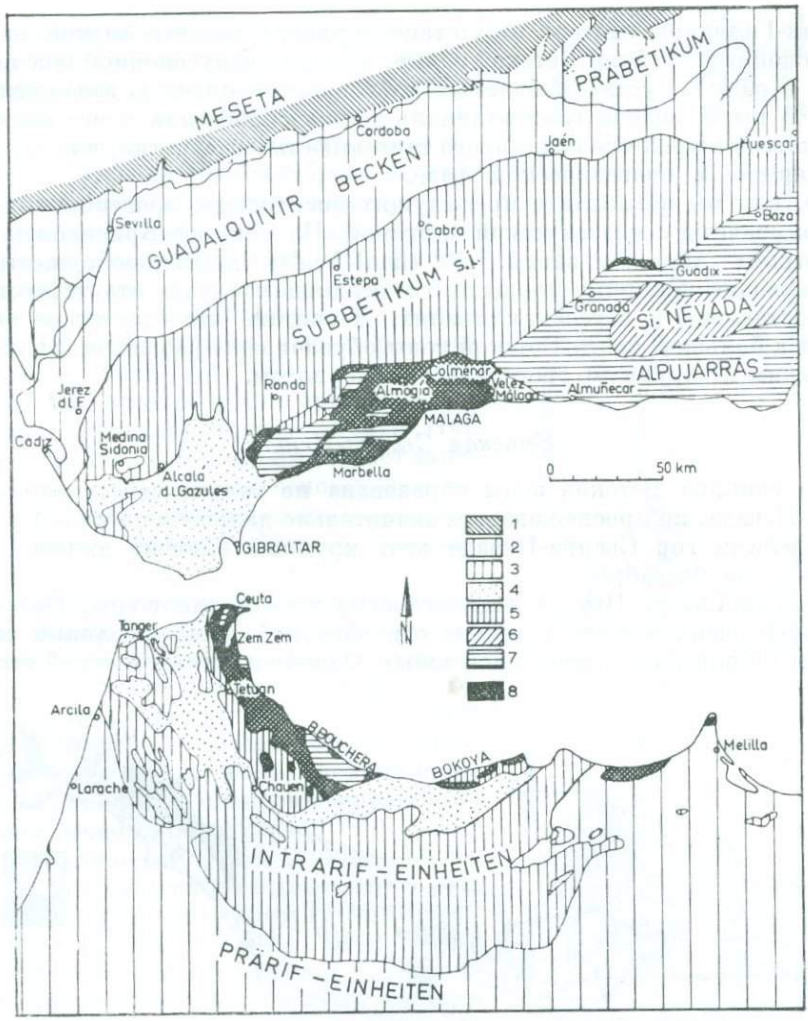
1 — древние слюдяные сланцы; *2* — триасовые известняки и доломиты; *3* — пермо-триас или древние филлиты и кварциты; *4* — палеозойские песчаники; *5* — гипсы триаса; *6* — юрские известняки и доломиты; *7* — неоген.



Ф и г. 245. Разрез Бетской Кордильеры через Сьерра-Неваду [20].

Верхний разрез является продолжением на север нижнего разреза.

N — верхнемеловые — нижнетретичные отложения; J — юра, T — триас. Бетская Малага: J — средне- и верхнеюрские и нижнетретичные отложения, L — верхний триас и лейас, RT — пермо-триас и триас, P — пермо-триас, D — девон — карбон. Комплексная структурная единица Рена-Рубия: V — пермо-триас. Альпухарриды: T — средний и верхний триас, W — пермь и верфен, PA — древние кристаллические сланцы. Бетская Сьерра-Невада: TM — триасовые мраморы, AM — амфиболиты и празиниты, X — слюдяные сланцы, Z — гранатовые сланцы.



Ф и г. 246. Карта западной части Бетской Кордильеры и Рифа [24, 25].

1 — герцинский фундамент Месеты; *2* — Предбетская и Предрифовая зоны и посторогенные осадки; *3* — Суббетская и Интрарифовая зоны; *4* — «ультрафлиш» — флиш Камподель-Гибралтар и Ультрарифовой зоны; *5* — рондаиды; *6* — бетская Сьерра-Невада; *7* — альпухарриды; *8* — бетская Малага.

Перидотиты

Другой аномальный элемент района сложен перидотитами. Первоначально его относили к бетской Малаге, однако Хёппенер и др. [24, 25] включают его в состав альпухаррид. Загадочное положение этого элемента показано на фиг. 242.

Бетская «haut-fond», или Бетская геоантиклиналь

Как мы уже показали, характерной чертой для большей части Бетской зоны, т. е. для альпухаррид, рондаид и бетской Сьерра-Невады является отсутствие, полное или почти полное, верхнего мезозоя, юры и мела. Представители боннской школы усматривают в этом доказательство проявления в юре первой крупной орогенической фазы [24, 25]. Мак-Гиллаври [28] считает, что эта идея плохо увязывается с отсутствием в бетской Малаге посторогенного детрита.

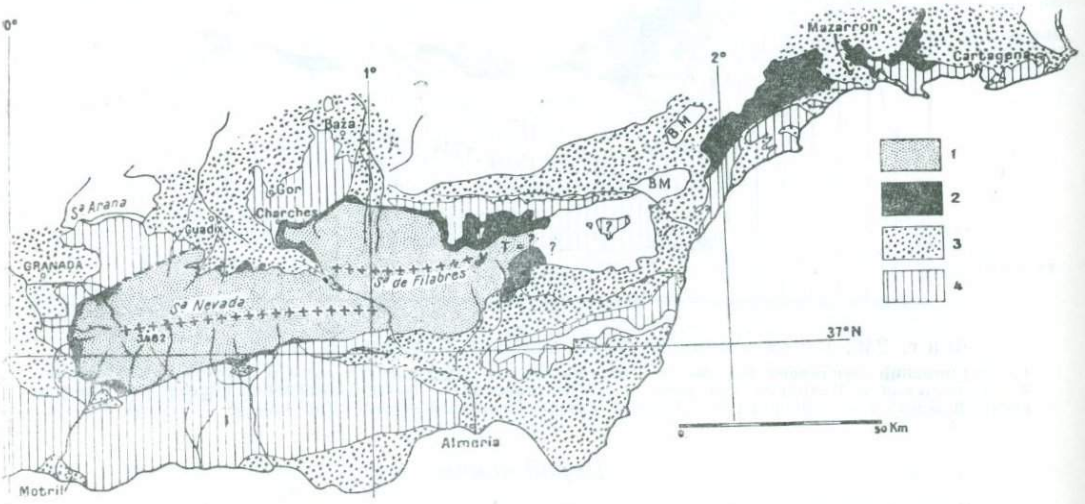
Мак-Гиллаври считает отсутствие верхнего мезозоя «одной из самых дискуссионных проблем Бетской зоны». Однако дискуссионной она является только в рамках, устанавливаемых классической моделью альпийской геологии. В такой модели геосинклиналь должна более или менее равномерно погружаться в процессе начального тангенциального сжатия, в конце концов приводящего к орогенической фазе.

Но, как мы показали в предыдущих дискуссиях, орогении никогда не согласовываются с классической картиной. На примере Брианconской зоны французских Альп мы знаем, что «haut-fonds», длительно существующие и занимающие обширные площади, где осадконакопление отсутствует, бывают представлены и в геосинклиналях. Я считаю, что отсутствие верхнего мезозоя в большей части Бетской зоны обусловлено развитием «haut-fond», а не каким-то крупным орогеническим периодом.

Бетская Сьерра-Невада

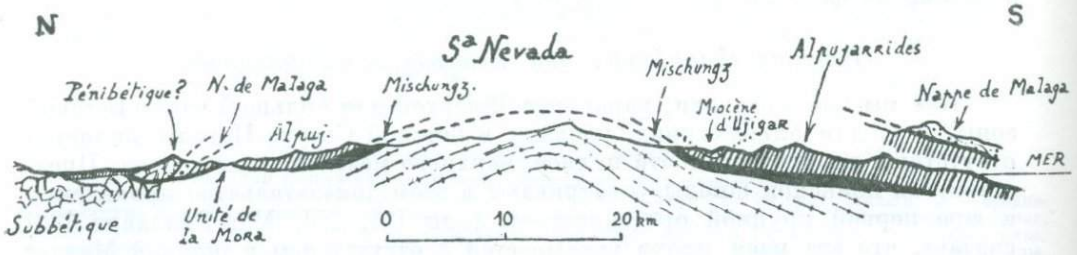
Эта единица Бетской зоны образована не только собственно хребтом Сьерра-Невада, но прослеживается значительно дальше на восток (фиг. 247). За пределами гор Сьерра-Невада этот крупный элемент включает часть Сьерры-де-лос-Филабрес.

Бетская Сьерра-Невада литологически крайне однородна. Она состоит из нижней очень мощной и весьма однообразной серии слюдяных сланцев, перекрытой породами «смешанной зоны». Однако ее тектонической структуре



Ф и г. 247. Схематическая карта бетской Сьерра-Невады [19].

1 — слюдяные сланцы Сьерра-Невада; *2* — «смешанная зона»; *3* — неогеновые и четвертичные отложения; *4* — альпухарриды.



Ф и г. 248. Схематический разрез Бетской зоны через Сьерра-Неваду [12].

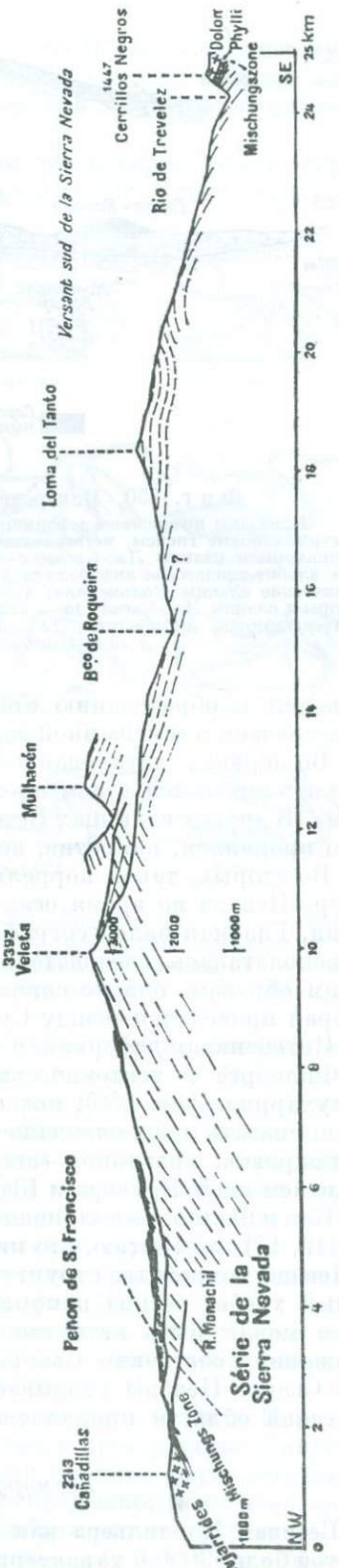
однородность отнюдь не свойственна. В собственно Сьерра-Неваде структура представлена единственным удлиненным куполом, пребывающим в фазе полного покоя. В то же время многие восточные элементы сьерры, начиная от Сьерра-де-лос-Филабрес, интенсивно тектонически деформированы.

Для нижней серии сьерры характерен мезозональный метаморфизм (вверху). Кроме прослоев песчаников, ничто не прерывает однородности четырехкилометровой толщи слюдяных сланцев, обнаженных в разрезе Сьерра-Невады (фиг. 248, 249). О возрасте их не известно ничего, кроме того, что он должен быть предальпийским. Эгелер [14] недавно высказался за то, что их возраст даже досилурийский; при этом он основывался на литостратиграфической корреляции кристаллических пород бетской Малаги и альпухаррид.

Более молодые сланцы «смешанной зоны» образуют только маломощный ореол вокруг ядра древних сланцев собственно Сьерра-Невады. В восточном направлении их мощность увеличивается до 1000 м. В какой степени это зависит от тектонического «дублирования», играющего роль, по-видимому, даже в ореоле молодых сланцев Сьерра-Невады [19], еще точно не определено.

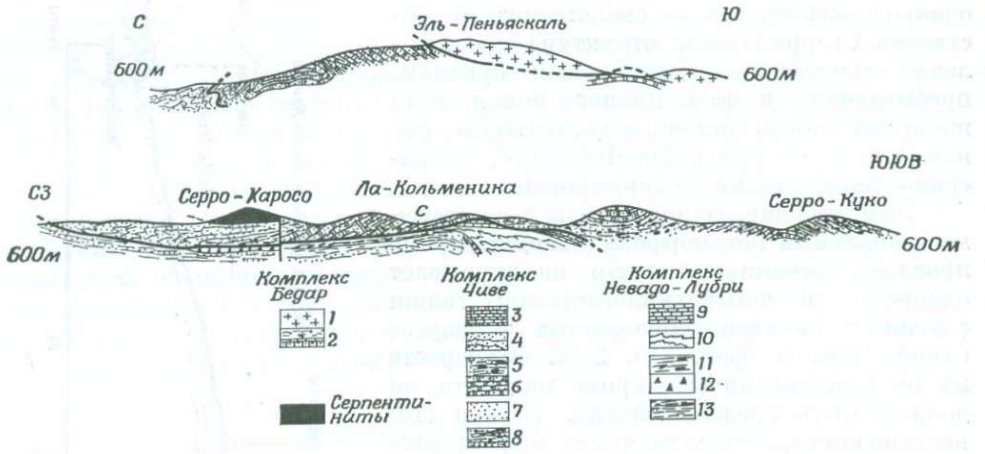
Петрографически зона, несомненно, весьма смешанная. Она содержит много различных элементов, на первый взгляд совершенно не связанных. Среди компонентов «смешанной зоны» мы встречаем слюдяные сланцы с переходами к альбитовым гнейсам (мезозональный метаморфизм). Различие между более древними и молодыми сланцами заключается в том, что последние полевошпатовые. Характер «смешанной зоны» определяется включениями мраморов, «конгломератовых мергелей» [1] и даже гипсов.

Я полагаю, что все согласны с тем, что «смешанная зона» представляет собой метаморфизированный триас в германской фации. Нигде, как в германской фации триаса, не выражен так ярко переход от морских к соленосным эвапоритовым континентальным отложениям. Поэтому ни в какой другой фации многофациальный метаморфизм не



Фиг. 249. Поперечный разрез Сьерра-Невады [10].

[1] «Конгломератовые мергели»— это не конгломераты и не мергели. Это остаточные породы, напоминающие «Cargneules», т. е. ячеистые доломиты [10]. Их также находят в основании покрова альпухаррид, перекрывающего Сьерра-Неваду, что служит еще одним доказательством триасового возраста «смешанной зоны».



Ф и г. 250. Поперечный разрез Сьерра-де-лос-Филабрес [31].

Показаны интенсивно деформированные восточные элементы бетской Сьерра-Невады. *1* — турмалиновые гнейсы, метаграниты; *2* — комплекс графитовых сланцев и турмалиновых гнейсов; *3* — мраморы и сланцы Лас-Касас; *4* — амфиболитовые слюдяные сланцы Муньос; *5* — преимущественно альбит-эпидотовые амфиболиты; *6* — мраморы Аталайя и амфиболиты, нерасчлененные; *7* — кристаллические сланцы Кольменика; *8* — комплекс графитовых сланцев и турмалиновых гнейсов; *9* — мраморы и сланцы Лас-Касас; *10* — амфиболитовые слюдяные сланцы Муньос; *11* — преимущественно альбит-эпидотовые амфиболиты; *12* — зона брекчированных мраморов Уэртесика, не расчленена; *13* — комплекс кристаллических сланцев Тааль.

приводил к образованию столь разнообразного комплекса пород, который мы встречаем в «смешанной зоне».

Во-первых, датирование «смешанной зоны» триасом, видимо, может служить доказательством проявления мезозонального альпийского метаморфизма. В других единицах Бетской зоны, как мы видели, альпийский метаморфизм проявился, напротив, весьма слабо.

Во-вторых, такая корреляция «смешанной зоны», видимо, означает, что Сьерра-Невада во время осадконакопления находилась в сфере германской фации. Главная палеогеографическая граница Бетской Кордильеры в триасе располагалась, следовательно, между Сьерра-Невадой и альпухарридами. Таким образом, она не совпадает с последующей тектонической границей, которая проводится между Суббетской и Бетской зонами.

Интенсивная деформация бетской Сьерра-Невады в пределах Сьерра-де-лос-Филабрес и тектонический стиль, сопоставимый со стилем покровов альпухаррид (фиг. 250), позволили недавно Эгелеру и другим исследователям высказать предположение о существовании в Бетской зоне нижней системы покровов, названной «невадо-филабридами», что является дальнейшим развитием идей Брувера и Штилле о том, что Сьерра-Невада не автохтонна.

Как и Фалло, выполнивший обзор более ранних нанписткских интерпретаций [16, 17], я полагаю, что никакими доказательствами присутствия в Сьерра-Неваде покровных структур мы не располагаем. С другой стороны, этот горный хребет весьма напоминает мигматитовый купол Халлер и поэтому также может быть автохтонным. В таком случае географически близкое положение собственно Сьерра-Невады и располагающейся восточнее бетской Сьерра-Невады указывает, возможно, на то, что надвиги в пределах последней области принадлежат к классу параавтохтонных.

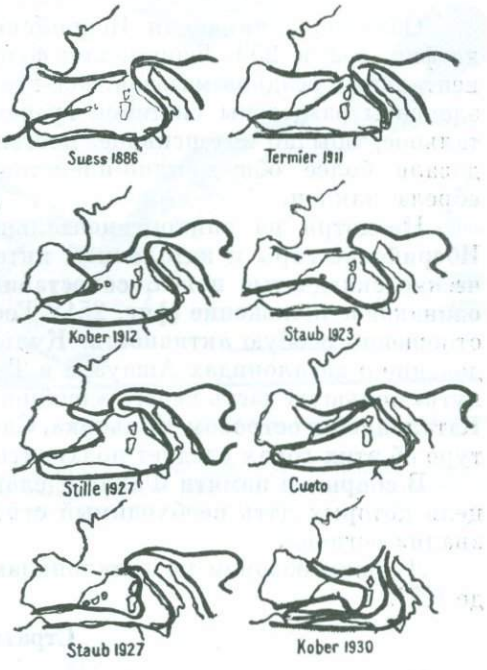
Геоморфология Сьерра-Невады

Бетская Кордильера как самая южная горная цепь Европы с пиками высотой более 3000 м характеризуется особым негляциальным типом рельефа, не представленным в других крупных цепях альпийской Европы. Такой тип

рельефа лучше всего отражен в однородной серии слюдяных сланцев купола Сьерра-Невады. Значительно слабее он выражен в высоких сьеррах альпухаррид из-за влияния на рельеф этих гор изменений литологических особенностей пород.

Отсутствие оледенения в Сьерра-Неваде обнаруживается с первого взгляда, поскольку на северных склонах высочайших пиков, таких, как Велета и Муласен, развиты лишь небольшие карового типа ледники. Они только лишний раз подчеркивают, что на других участках этой горной цепи оледенения не было.

Широкое распространение V-образных и отсутствие U-образных долин, разветвленная речная сеть региона, отсутствие висячих долин — все это выделяет горы Сьерра-Невада как хребет, не имеющий аналогов в Европе. До высоты 3000 м рельеф носит черты, характерные для тропической зоны, и только выше этого уровня появляются небольшие каровые ледники.



Ф и г. 251. Различные интерпретации связей между основными элементами Альп, прилегающими к западному побережью Средиземного моря [16].

Гибралтарский пролив

Альпийские тектонисты много думают над тем, как связать альпийские структурные элементы Испании, островов Средиземного моря и Северной Африки с Апеннинами и Альпами. Фиг. 251 дает представление о масштабах теоретизирования за последние 50 лет.

Нас же больше интересуют связи, существующие на крайнем западе, т. е. через Гибралтарский пролив. Является ли этот пролив молодой структурой, грабеном, отсекающим бывшее южное продолжение Бетской Кордильеры на территории Марокко? Или же Бетская Кордильера продолжается на запад, где она срезается побережьем Атлантического океана?

К югу от залива, в Марокко, мы находим складчатый пояс меридионального простирания, так называемый Риф [13]. Риф — это обособленный структурный элемент, имеющий лишь косвенную связь с располагающейся к югу от него и простирающейся в широтном направлении горной системой Атлас в узком смысле. Кроме того, он весьма напоминает внешние элементы Бетской Кордильеры и частично бетской Малаги (фиг. 246).

Невзирая на сходство, Фалло считает, что различия между Рифом и Бетской Кордильерой исключают всякую возможность того, что некогда они образовывали единый изогнутый складчатый пояс.

Между прочим, здесь мы встречаем тот же подход, что и в Пиренеях. Изменения, наблюдаемые через какой-то перерыв в пространстве (например, через Осевую зону Пиренеев или Гибралтарский пролив), переоцениваются, в то время как изменения, прослеживаемые непрерывно, недооцениваются.

Современные исследования в Кампо-де-Гибралтар, в Суббетской зоне и в западной части Рифа способствуют выявлению все больших и больших черт сходства. Сейчас все, по-видимому, согласны с тем, что Риф является продолжением Бетской Кордильеры [24, 30]. А это в свою очередь указывает

на молодой, посторогенный возраст современного Гибралтарского пролива. Однако следует иметь в виду, что в Рифе доступны для наблюдения только «верхние» элементы Бетской Кордильеры. В Рифе представлены только Суббетская зона и самый верхний элемент Бетской зоны — бетская Малага.

ИБЕРИЙСКИЕ ГОРЫ И КАТАЛОНИДЫ

Область, занимаемая Иберийскими горами и каталонидами, показана на фиг. 252 и 253. Герцинский фундамент покрыт здесь чехлом эпиконтинентальных осадков мезозоя, кое-где с участием эоцена. Эти положительные элементы разделены системой грабенов, в которых происходило континентальное, обычно интенсивное, неогеновое осадконакопление. За ним последовало более общее плио-плейстоценовое поднятие, и территория приобрела наклон.

Несмотря на эпиконтинентальный характер мезозойских отложений, Иберийские горы и каталониды интерпретировались как крупные орогенические складчатые пояса, сопоставимые с Альпами и занимающие с ними одинаковое положение (фиг. 251). Геологи школы Штилле проявляли в этом отношении особую активность. Кульминационным моментом явилось исследование о каталонидах Ашауэра и Тейхмюллера [2], которым удалось «втиснуть» большую часть своего «двойного орогена» в Средиземном море, между Каталонией и островом Мальорка. Следовательно, к ранней немецкой литературе об этих горах следует подходить с осторожностью.

В сборнике памяти Фалло сделан обзор всех современых исследований, цель которых дать необходимый стратиграфический и палеогеографический анализ региона.

Лучшим обзором по каталонидам все еще остается работа Ллопис-Лладо [27].

Стратиграфия

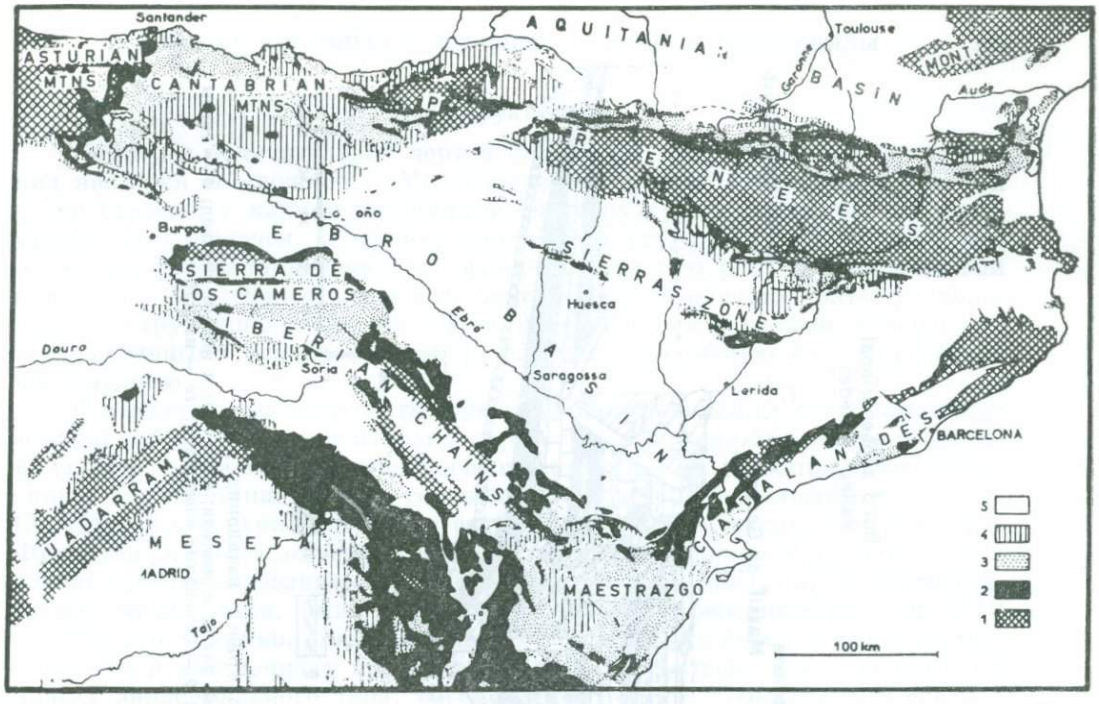
Во всем регионе распространен триас в германской фации. Современный стратиграфический анализ каталонид выполнен Вирджили [40]. В Каталонии широко распространены отложения раковинного известняка; в разрезе известно несколько гипсовых горизонтов (фиг. 254), по любому из которых мог произойти срыв.

Верхний мезозой, юра и мел, а также присутствующая часть эоцена первоначально были представлены карбонатной фацией. Однако в нижнем мелу обширные участки региона были подняты над уровнем моря, что привело к образованию пород и в вельдской фации. На границе юры и мела произошла широкая регрессия моря [4, 33].

Как на южной окраине Аквитанского бассейна, так и в северной краевой зоне Пиренеев (фиг. 227) скорость погружения и фации резко изменяются в пространстве и времени. Какой-либо видимой связи между погружением региона и последующей историей осадконакопления в нем не отмечено. Нет связи и с последующей сбросово-глыбовой тектоникой, обусловившей альпийские дислокации.

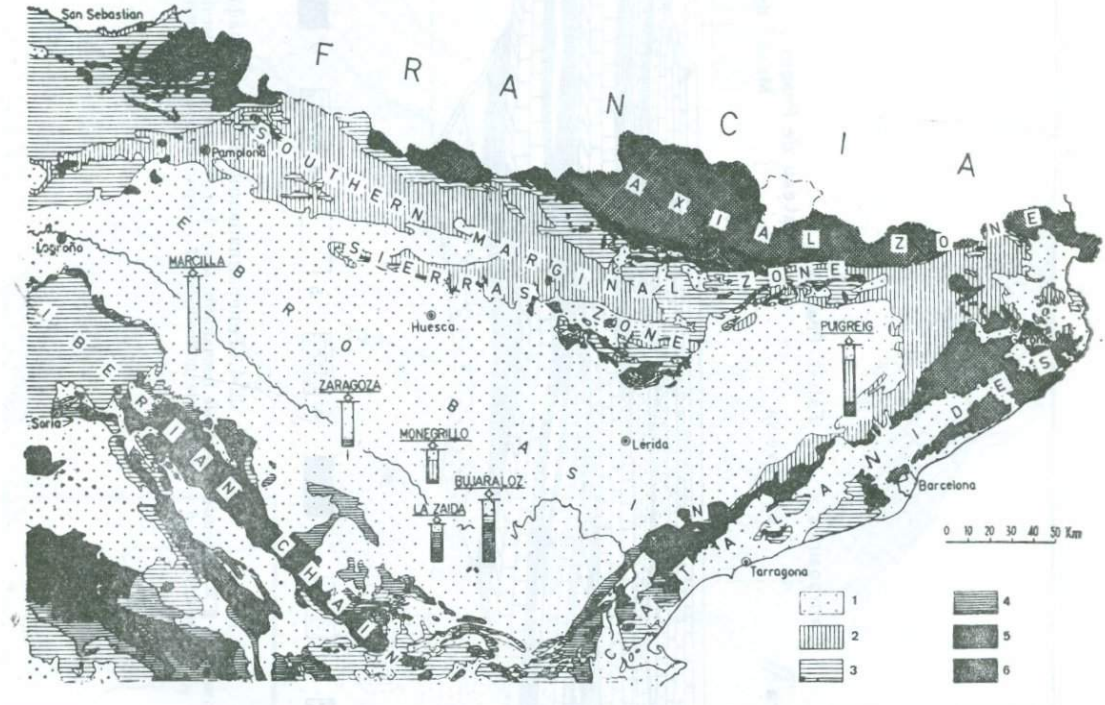
Это отчетливо выражено в двух бассейнах с весьма интенсивной седиментацией, расположенных в восточной части Иберийских гор — бассейнах Сьерра-де-лос-Камерос и Маэстразго. Оба бассейна — бывшие впадины (ныне они благодаря мощному чехлу мезозойских осадков рассматриваются как горные области); они испытали интенсивное погружение хотя и одновременно, но совершенно независимо одна от другой.

Таким образом, никакой связи между погружениями отдельных бассейнов не существует, о чем свидетельствует наличие различных фаций (в Сьерра-де-лос-Камерос континентальной вельдской фации, а в Маэстразго — морской урго-аптской).



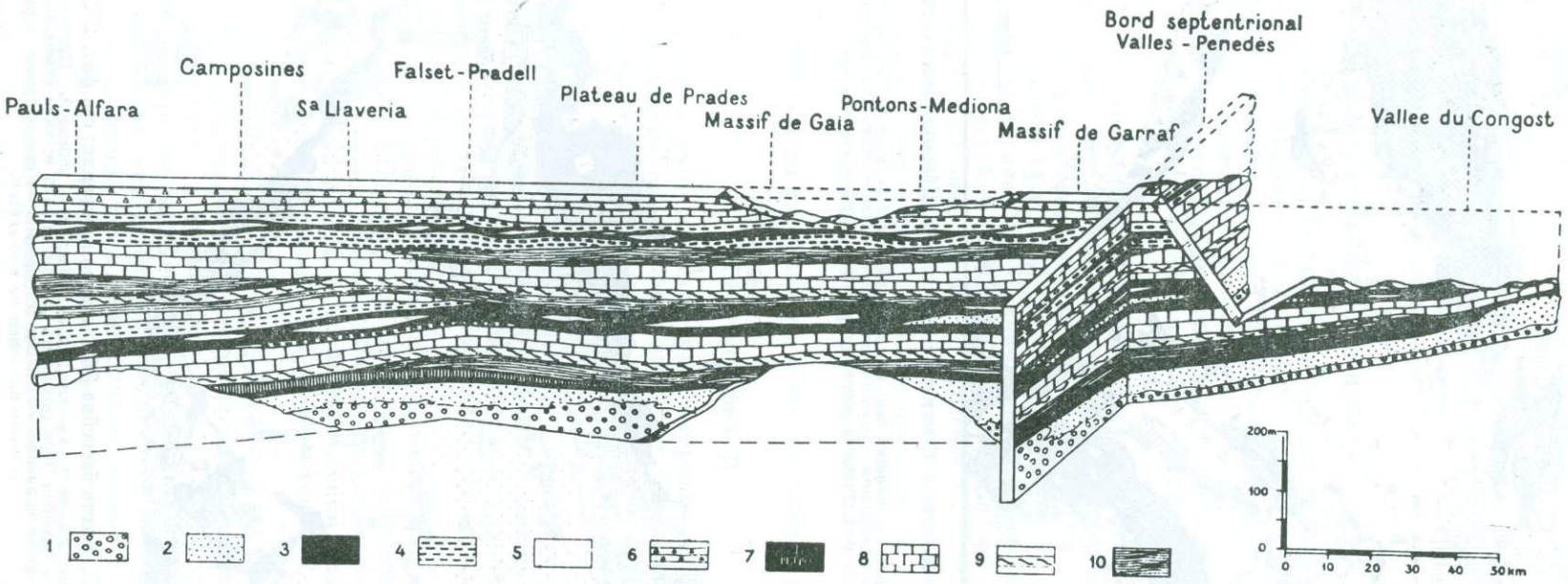
Ф и г. 252. Карта северо-восточной Испании, с Пиренеями, Иберийскими цепями и каталонидами [33].

1 — палеозой; *2* — триас и юра; *3* — нижний мел; *4* — верхний мел; *5* — неозой. Рат, производя палеогеографический анализ нижнемеловых отложений, сгруппировал вместе триас и юру, а также эоцен с неогеном и антропогеном. Триас и эоцен показаны раздельно на фиг. 253.



Ф и г. 253. Карта бассейна Эбро и его окружения; см. фиг. 252 [1].

1 — олиго-миоцен; *2* — эоцен; *3* — мел; *4* — юра; *5* — триас; *6* — палеозой. Наиболее интенсивно погружалась северо-западная часть бассейна Эбро (мощность олигоцена 3415 м; мела скважина Марсилья не достигла). Последующее поднятие также проявилось наиболее интенсивно на северо-западе, в результате чего бассейн немного наклонен на юго-восток.



Ф и г. 254. Генерализованный стратиграфический разрез триаса каталонид [41].

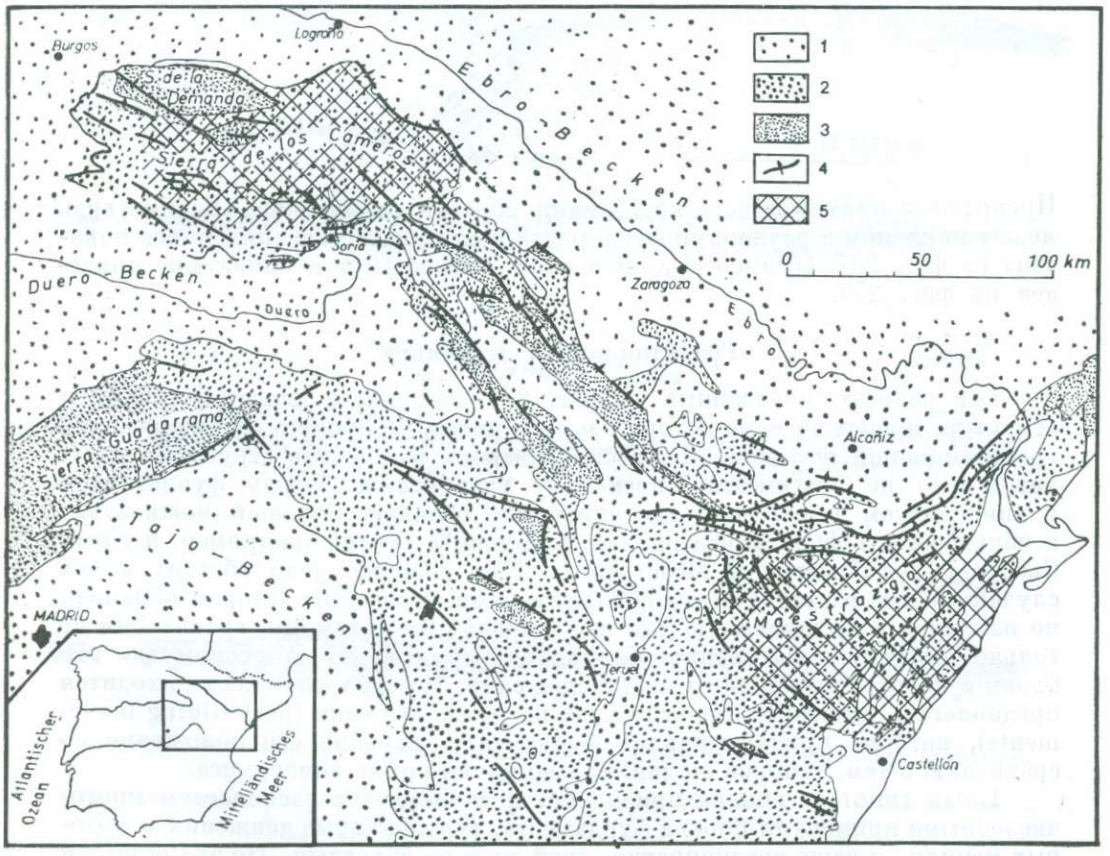
1 — конгломераты; *2* — красные и зеленые песчаники, «grès bigarrés» пестрого песчаника; *3* — красные глины и мергели; *4* — серые и желтые мергели; *5* — гипсы и ангидриты; *6* — «ячеистые доломиты»; *7* — красноватые доломиты; *8* — доломиты; *9* — фукоидные известняки; *10* — известняки.

Структура

Наиболее отличительной чертой структуры Иберийских гор и каталонид является ее сложность. Многочисленные мелкие структуры более или менее связаны с какими-то линиями, но структурный план тем не менее крайне беспорядочен. Эшелонированная структура зачастую приобретает облик, скорее напоминающий по форме извилистую реку, чем складчатый пояс (фиг. 255). Более или менее горизонтальные области плато, расположенные структурно выше или ниже, перемежаются с узкими, совершенно асимметричными складками, обнаруживающими сильную изменчивость по простиранию.

В горизонтально или почти горизонтально залегающих плато каталонид герцинский фундамент неизменно скрыт под отложениями пестрого песчаника. Под самым нижним гипсоносным горизонтом наблюдается чрезвычайно спокойное залегание пород, горизонтальное или с небольшим наклоном. Складчатость верхних элементов этой серии целиком эпидермального типа. Фундамент и его маломощный чехол из пестрого песчаника характеризуются только глыбообразованием и наклоном. Кроме того, движения, захватившие те или иные блоки, были беспорядочными и дифференцированными [34].

Все это, конечно, вполне обычно для складчатого пояса эпидермального типа. Но в каталонидах эрозия зашла гораздо дальше, чем в складчатых поясах эпидермального типа, рассмотренных выше. Относительно верхней



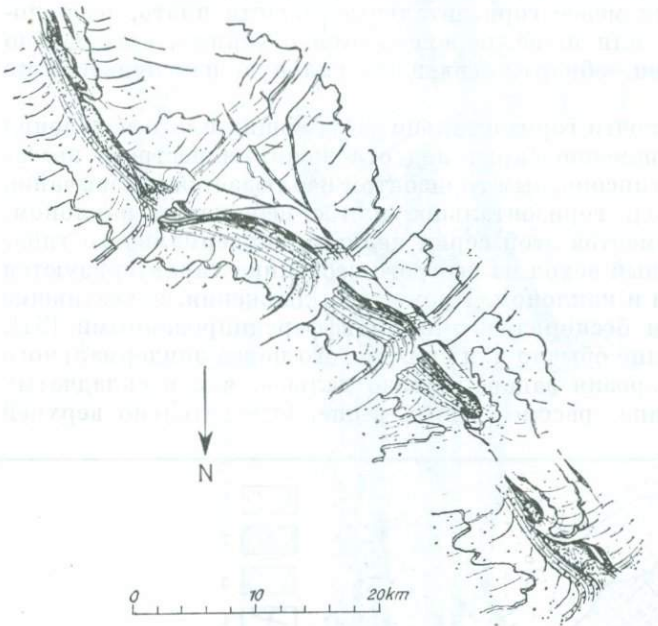
Ф и г. 255. Тектоническая карта Иберийских цепей [4].

Показано беспорядочное распределение осей складок.

1 — третичные отложения; *2* — мезозой; *3* — палеозой; *4* — оси складок; *5* — зона развития весьма мощных вельдских отложений в горах Сьерра-де-лос-Камерос урго-аптских отложений в Маэстразго.

поверхности фундамента в каталонидах эрозия проникла возможно, на 1 км глубже, чем в горах Юра. Соответственно отношения между фундаментом и эпидермисом здесь наблюдать значительно лучше, чем в Юре.

Представляется, что складчатость эпидермиса вызвана либо гравитационным соскальзыванием блоков эпидермиса с воздымающихся областей, либо короблением пород, связанным с наличием разломов в фундаменте.



Фиг. 256. Блок-диаграмма северо-западной оконечности Сьерра-де-лос-Камерос [4].

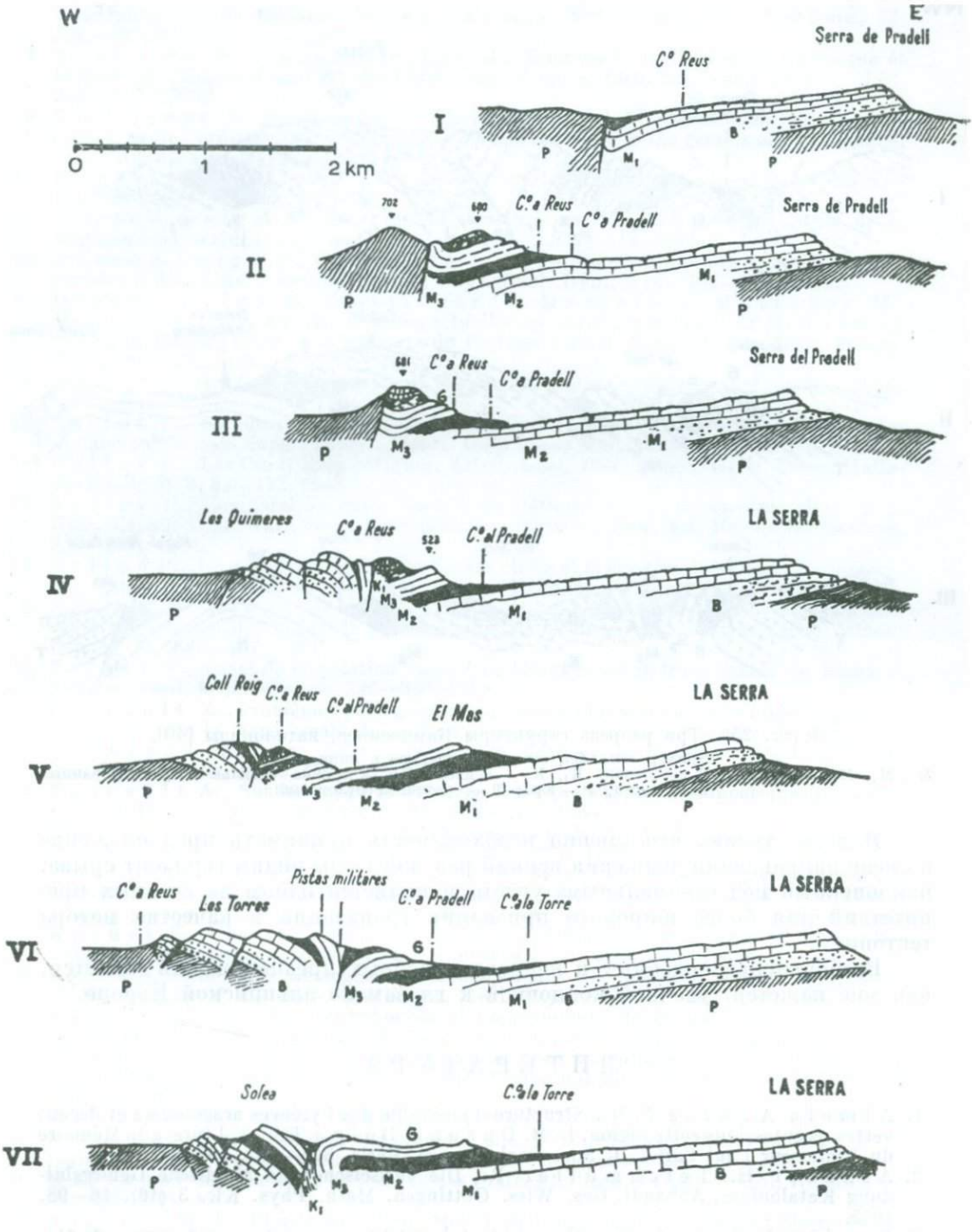
Показано коробление чехла по краевому разлому, отделяющему глыбу Сьерра-де-лос-Камерос от бассейна Эбро. Для привязки см. фиг. 255.

Прекрасный пример такого коробления показан на фиг. 256. Взаимосвязь между наклоном и разломами фундамента и складчатостью эпидермиса показана на фиг. 257. Пример «Branden einer Deckenstirn» в миниатюре приведен на фиг. 258.

Гравитационная тектоника

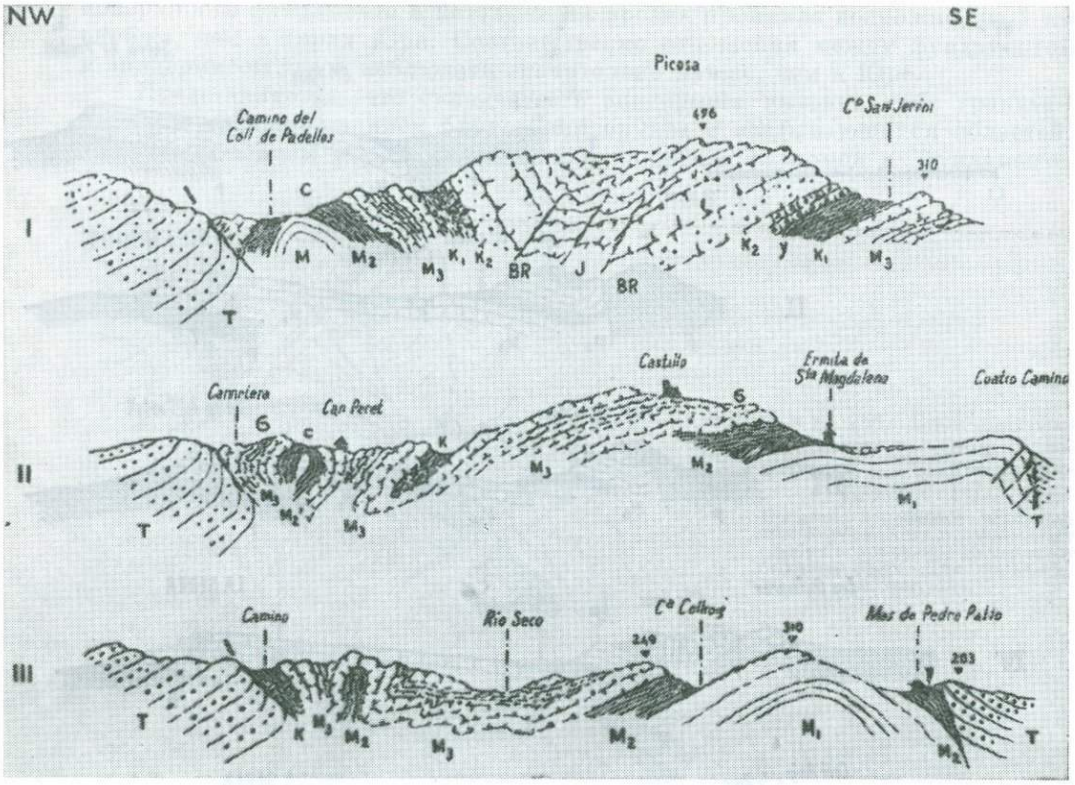
Три разреза, показанные на фиг. 258, избраны в качестве примеров структур, происхождение которых можно интерпретировать с привлечением гравитационной тектоники. В рассматриваемом районе эти структуры находят далеко не повсеместно, поскольку взаимосвязь между фундаментом и эпидермисом в районах, где эпидермис обладает большой мощностью, а обнаженность фундамента плохая, установить трудно (например, в горах Сьерра-де-лос-Камерос и Маэстразго). Еще сложнее дело обстоит в тех случаях, когда мы встречаемся со структурами, фундамент которых обнажен, но наклонен в неожиданную для нас сторону. По-видимому, гравитация не только вызвала «скольжение» блоков эпидермиса, но и «столкнула» эти блоки с их первоначального местоположения. В таких случаях приходится предполагать движения, происшедшие после скольжения (post-sliding movements), которые придали наклон фундаменту, изменив его положение по сравнению с тем, которое он занимал во время срыва эпидермиса.

Такая гипотеза вполне приемлема, поскольку мы располагаем многочисленными примерами блоков фундамента, вертикальные движения в которых меняли, и даже неоднократно, свой знак на обратный. Но это остается гипотезой для всех тех случаев, когда точно установить историю движений блоков фундамента невозможно. Плохо лишь то, что таких случаев очень много.



Ф и г. 257. Серия разрезов Ла-Сьерры, к западу от Фальсета, близ Таррагоны, каталониды [40].

Показаны верхнетриасовая складчатость срыва и взаимоотношения между разломами фундамента и складчатостью чехла. Р — палеозой; В — пестрый песчаник; M_1, M_2, M_3 — раковинный известняк; K_1, K_2 — кейпер.



Фиг. 258. Три разреза структуры Кампосинес, каталониды [40].

Пример «Branden einer Deckenstirn» в миниатюре.
M_1, M_2, M_3 — раковинный известняк; K_1, K_2 — кейпер; BR — юрские базальные брекчированные известняки; J — юра; T — третичные отложения.

Я даже думаю, что именно необходимость принимать предположение о смене направления движения всякий раз, когда мы видим горизонт срыва, наклоненный под «аномальным» углом, и является одним из главных препятствий для более широкого признания гравитации в качестве мотора тектоники.

Разбор правдоподобных и неправдоподобных предположений является, как мне кажется, удачной концовкой к главам по альпийской Европе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Almela A., Rios J. M., Structure d'ensemble des Pyrénées aragonaises et découvertes récentes dans cette région, In M. Durand Delga, Editor, Livre à la Mémoire du Professeur Paul Fallot, I, Soc. Géol. France, Paris, 315—331, 1962.
2. Ashauer H., Teichmüller R., Die variscische und alpidische Gebirgsbildung Kataloniens, Abhandl. Ges. Wiss. Göttingen, Math. Phys. Kl., 3 (16), 16—98, 1935.
3. Boulin J., Sur les Alpujarrides occidentales et leurs rapports avec la nappe de Málaga (Andalousie méridionale), Bull. Soc. Geol. France, 7(4), 384—389, 1963.
4. Brinkmann R., Aperçu sur les chaînes ibériques du nord de l'Espagne, In M. Durand Delga, Editor, Livre à la Mémoire du Professeur Paul Fallot, I, Soc. Géol. France, Paris, 291—300, 1962.
5. Busnardo R., Aperçu sur le Prébétique de la région de Jaén (Andalousie, Espagne), Bull. Soc. Géol. France, 7(2), 324—328, 1961.
6. Busnardo R., Regards sur la géologie de la région de Jaén, In M. Durand Delga, Editor, Livre à la Mémoire du Professeur Paul Fallot, I, Soc. Geol. France, Paris, 183—186, 1962.

7. Busnardo R., Hypothèses concernant la position des unités structurales et paléogéographiques de la transversale Jaén — Grenade (Andalousie), Geol. Mijnbouw, 43, 264—267, 1964.
8. Busnardo R., Durand Delga M., Données nouvelles sur le Jurassique et le Crétacé inférieur dans l'est des Cordillères bétiques, Bull. Soc. Géol. France, 7(2), 278—287, 1961.
9. De Roever W. P., Nijhuis H. J., Plurifacial Alpine metamorphism in the eastern Betic Cordilleras (SE Spain), with special reference to the genesis of glaucophane, Geol. Rundschau, 53, 324—336, 1964.
10. Duplaix S., Fallot P., Les «konglomeratische Mergel» des Cordillères bétiques, Bull. Soc. Géol. France, 7(2) 308—317, 1961.
11. Durand Delga M., Essai sur la structure des domaines émergés autuor de la Méditerranée occidentale, Geol. Rundschau, 53, 534—535, 1963.
12. Durand Delga M., Fontboté J. M., Le problème de l'âge des nappes alpujarrides d'Andalousie, Rev. Géograph. Phys. Géol. Dyn., 3 (4), 181—269, 1960.
13. Durand Delga M., Hottinger L., Marçais J., Mattauer M., Millard Y., Suter G., Données actuelles sur la structure du Rif, In M. Durand Delga, Editor, Livre à la Mémoire du Professeur Paul Fallot, I, Soc. Géol. France, Paris, 399—422, 1962.
14. Egeler C. G., On the tectonics of the eastern Betic Cordilleras (SE Spain), Geol. Rundschau, 53, 260—269, 1964.
15. Fallot P., Estudios Geológicos en la Zona Subbética entre Alicante y el Rio Guadania Menor, Consejo Super, Invest. Cient., Inst. Lucas Mallada, Madrid, 720, 1945.
16. Fallot P., Les Cordillères bétiques, Estud. Geol. Inst. Invest. Geol. «Lucas Mallada» (Madrid), 8, 83—172, 1948.
17. Fallot P., Comparaison entre Cordillères Bétiques et Alpes orientale, Bol. Soc. Real. Españ. Hist. Nat., Tomo Extraordinario 80 Aniv. Prof. Ed. Hernández-Pacheco, 259—279, 1954.
18. Fallot P., La géologie profonde du Bassin du Po et le mystère de celui du Guadalquivir, Estud. Geol., Inst. Invest. Geol. «Lucas Mallada» (Madrid), 15, 155—162, 1959.
19. Fallot P., Faure-Muret A., Fontboté J. M., Solé L., Estudios sobre las series de Sierra Nevada y de la llamada Mischungszone, Bol. Inst. Geol. Minero Españ., 71, 345—557, 1961.
20. Fernex F., Essai de corrélation des unités bétiques sur la transversale de Lorca — Aguilas, Geol. Mijnbouw, 43, 326—330, 1964.
21. Foucault A., Problèmes paléogéographiques et tectoniques dans le prébétique et le subbétique sur la transversale de la Sierra Sagra (Province de Grenade, Espagne), In M. Durand Delga, Editor, Livre à la Mémoire du Professeur Paul Fallot, I, Soc. Géol. France, Paris, 175—182, 1962.
22. Foucault A., Sur les rapports entre les zones prébétiques et subbétiques entre Cazorla et Huescar, Geol. Mijnbouw, 43, 268—272, 1964.
23. Garcia-Rodrigo B., Sur la structure du Nord de la province d'Alicante (Espagne), Bull. Soc. Géol. France, 7 (2), 273—277, 1961.
24. Hoeppener R., Hoppe P., Dürr S., Mollat H., Ein Querschnitt durch die Betischen Kordilleren bei Ronda (SW Spanien), Geol. Mijnbouw, 43, 282—298, 1964a.
25. Hoeppener R., Hoppe P., Mollat H., Muchow S., Dürr S., Kockel F., Über den westlichen Abschnitt der Betischen Kordillere und seine Beziehungen zum Gesamtorogen, Geol. Rundschau, 53, 269—296, 1964b.
26. Koninklijk Nederlands Geologisch Mijnbouwkundig Genootschap, Editor, Symposium on the geology of the Betic Cordilleras, Geol. Mijnbouw, 43, 262—334, 1964.
27. Llopis Llado N., Contribución al Conocimiento de la Morfoestructura de los Catalánides, Consejo Super. Invest. Cient., Inst. Lucas Mallada, Madrid, 1—372, 1947.
28. MacGillavry H. J., Speculations based upon a comparison of the stratigraphies of the different tectonic units between Vélez Rubio and Moratalla, Geol. Mijnbouw, 43, 299—309, 1964.
29. MacGillavry H. J., Geel T., Roep T. B., Soediono H., Further notes on the geology of Málaga, the subbetic, and the zone between these two units, in the region of Vélez Rubio (southern Spain), Geol. Rundschau, 53, 233—259, 1964.
30. Mattauer M., Le style tectonique des chaînes telliene et rifaine, Geol. Rundschau, 53, 296—313, 1964.
31. Nijhuis H. J., Plurifacial Alpine Metamorphism in the Southeastern Sierra de los Filabres, south of Lubrin, SE Spain, Thesis, Univ. Amsterdam, 1—151, 1964.
32. Perconing E., Sur la constitution géologique de l'Andalousie occidentale, en particulier du Bassin du Guadalquivir, In M. Durand Delga, Editor, Livre à la Mémoire du Professeur Paul Fallot, I, Soc. Géol., France, Paris, 229—256, 1962.
33. Rat P., Problèmes du Crétacé inférieur dans les Pyrénées et le nord de l'Espagne, Geol. Rundschau, 53, 205—218, 1964.
34. Rida O., Rios J. M., Observation sur la structure du secteur sud-ouest de la Chaîne ibérique (Espagne), In M. Durand Delga, Editor, Livre à la Mémoire du Professeur Paul Fallot, I, Soc. Géol. France, Paris, 257—290, 1962.

35. Rondeel H., Geological Investigations in the Western Sierra Cabrera and Adjoining Areas, Southeastern Spain, Thesis, Univ. Amsterdam, Amsterdam, 1—161, 1965.
36. Simon O. J., Geological Investigations in the Sierra de Almagro, Southeastern Spain, Thesis, Univ. Amsterdam, Amsterdam, 1—164, 1963.
37. Simon O. J., The Almagro unit, a new structural element in the Betic zone? Geol. Mijnbouw, 43, 331—334, 1964.
38. Société Géologique de France, Editor, Séance sur les Cordillères bétiques, Bull. Soc. Géol. France, 7 (2), 263—362, 1961.
39. Staub R., Der Deckenbau Südspaniens in den Betischen Cordilleren, Vierteljahresschr. Naturforsch. Ges. Zürich, 79, 271—332, 1934.
40. Virgili C., El Triássico de los Catalánides, Bol. Inst. Geol. Minero Españ., 69, 1—856, 1958.
41. Virgili C., Le Trias du nord-est de l'Espagne, In M. Durand Delga, Editor, Livre à la Mémoire du Professeur Paul Fallot, I, Soc. Géol. France, Paris, 301—312, 1962.

Низменности и низкие плато

ВВЕДЕНИЕ

Низменности и низкие плато, составляющие третье крупное подразделение, выделенное нами для Западной Европы, мы рассмотрим лишь в самых общих чертах. Дело в том, что из-за большого интереса, который они представляют для стратиграфов, низменностям и низким плато посвящено несколько общих сводок — к ним мы и отсылаем читателя. Наиболее важные из сводных работ — справочники по стратиграфии Жинью [6] и Бринкмана [2], а также, конечно, различные тома Международного стратиграфического словаря, публикуемые Национальным центром научных исследований в Париже. Кроме того, стратиграфии низменностей и низких плато отводится большое место в большинстве региональных публикаций.

Низменности и низкие плато образуют смешанную группу, которая, как мы показали в гл. 1, объединяет единицы с весьма различной историей формирования структур. Среди низменностей мы выделяем, во-первых, те, которые являются низменностями только потому, что эрозии удается компенсировать происходящее в этих областях поднятие земной коры и осуществлять пенепленизацию поверхности. Такой тип низменностей, представленный главным образом на Фенноскандском щите, не служит предметом нашего рассмотрения. Другая подгруппа низменностей образована, напротив, погружающимися бассейнами, опускание которых, однако, компенсируется осадконакоплением. Внутри второй группы выделены бассейны, распространенные в эпиконтинентальной части Европы, и бассейны, развивавшиеся в посторогенных условиях в пределах альпийской Европы. В последней подгруппе, представленной погружающимися бассейнами, мощность осадков достигает 10 км, тогда как в первой она составляет около 1 км.

Большинство низких плато сопоставимо с бассейнами эпиконтинентальной части Европы, однако погружение и осадконакопление в них некоторое время назад прекратилось и началось поднятие.

Низкие плато и низменности представляют интерес не только своей стратиграфией, но и в некоторых других аспектах, во-первых, из-за своеобразия истории погружения отдельных бассейнов и происходящего в них осадконакопления и, во-вторых, из-за изолированности, обособленности отдельных бассейнов. Указанные особенности ослабляют впечатление о региональной однородности, которое создается при поверхностном знакомстве с этими бассейнами.

Осадочные бассейны тесно связаны с воздыманием блоков земной коры, ныне образующих герцинские возвышенности. Некоторые крупные разломы, проявлявшие активность и в тех, и в других случаях, подобно ножницам отрезают области воздымания от областей погружения. Кроме того, по краям вздымающихся блоков земной коры развивались также удлиненные бассейны — краевые седиментационные троги. Отсюда следует, что стабильная часть континентальной Европы совсем не так уж стабильна.

Наконец, необходимо сказать о роли пермских и триасовых эвапоритов, которые способствовали развитию четко выраженной соляной тектоники, носящей название галокинеза.

РАЗЛИЧИЯ В ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ

Различия в истории погружения отдельных бассейнов и осадконакопления в них наиболее наглядно выражены и, следовательно, лучше всего известны в низких плато, где эрозия обнажила постгерцинские отложения в долинах крупных рек. Однако такие же различия мы находим и в бассейнах низменностей, продолжающих прогибаться. Они стали лучше известны лишь в последние годы благодаря осуществлению программ бурения (например, на низменностях Нидерландов) [7, 8].

В качестве примеров можно привести три бассейна: Швабский, Парижский и Аквитанский. В бассейне Швабского Альба (южная часть ФРГ) (см. фиг. 1) осадконакопление прекратилось в конце юры [5]. В Парижском же и Аквитанском бассейнах седиментация продолжалась до конца олигоцена.

В раннетретичное время в Парижском бассейне трансгрессии и регрессии происходили неоднократно в противоположность одной единственной трансгрессии, отмеченной в Аквитанском бассейне [6] (см. фиг. 110, 124). С другой стороны, Монстерский бассейн (северо-западная часть ФРГ) испытывал интенсивное погружение только в течение весьма короткого промежутка времени (альб и поздний мел [1, 16]).

Так что различны не только время начала и конца погружения отдельных бассейнов и осадконакопления в них, но и вся их история. Не вдаваясь в детали, обратим внимание только на тот факт, что большинство трансгрессий и регрессий в каждом бассейне происходило в разное время. А поскольку границы между стратиграфическими подразделениями всегда проводили по границам в разрезе, связанным с трансгрессиями или регрессиями, названия ярусов с самого начала определяли в границах только одного бассейна. Более того, в каждой стране изучали свой бассейн (или бассейны), в результате чего возникли национальные системы стратиграфических наименований, весьма трудно поддающиеся корреляции.

Однако несколько раз в течение постгерцинской истории тектонические движения происходили в широких масштабах и проявились во многих отдельных бассейнах. В качестве примера достаточно упомянуть о позднеюрской регрессии или о «сеноманской» трансгрессии. Однако первый из этих перерывов в осадконакоплении приурочен вовсе не к концу юры — регрессию, «более или менее относящуюся к этому времени», связывают с границей между юрой и мелом. Современные детальные палеонтологические исследования показывают, что такие литостратиграфические перерывы, связанные с трансгрессиями и регрессиями, отражают события, происходившие в тех или иных бассейнах в разное время (определенное отставание во времени, запаздывание, обнаруживается даже в пределах одного и того же бассейна). Такое запаздывание характерно для позднемеловой трансгрессии, возраст которой в разных частях колеблется от сеномана до начала сенона.

Такого рода различия стратиграфы в последнее время выявляют не только между отдельными бассейнами, но и в разных частях одного и того же бассейна. В нефтяной геологии такие различия широко используют при поисках нефтяных ловушек. Однако в Западной Европе стратиграфы прежде всегда изучали только обнажения, наблюдаемые на поверхности, различия же между лито- и хроностратиграфией они игнорировали.

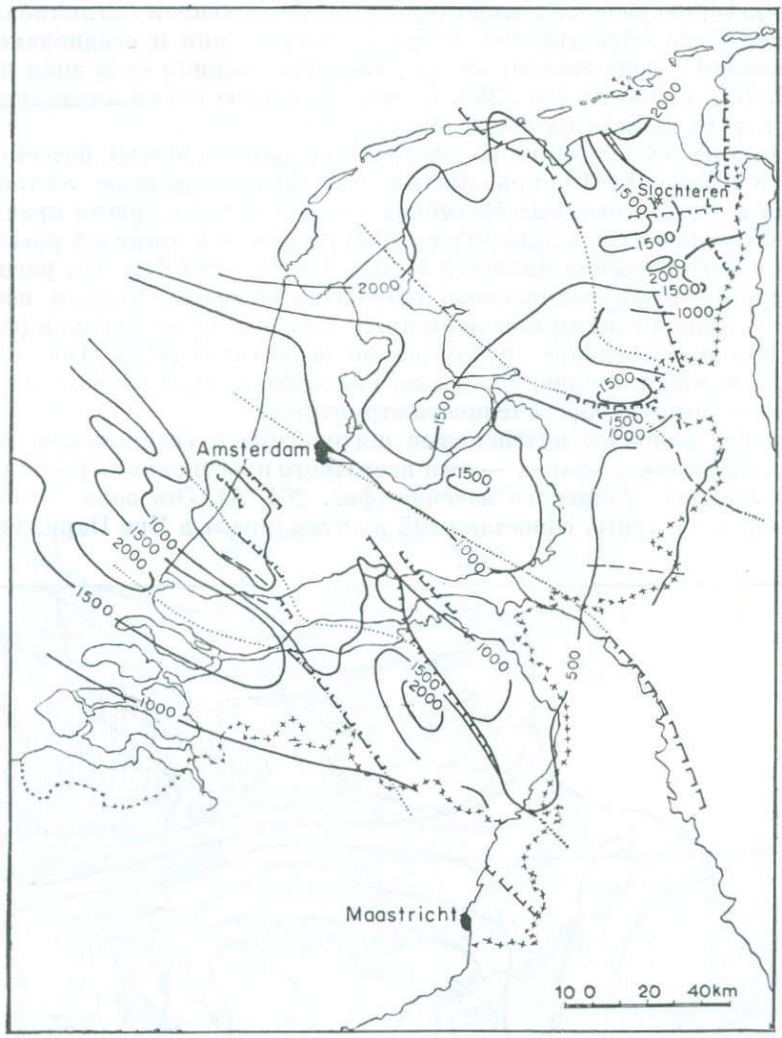
ОБОСОБЛЕННОСТЬ СТРУКТУР И КРАЕВЫЕ СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ТРОГИ

Примером обособленности структур (compartmentation) молодых осадочных бассейнов может служить современная карта изопахит для кайнозойских отложений Нидерландов (фиг. 259). Горстовые и грабеновые структуры северо-запад — юго-восточного простирания, характеризующие в этой части Западной Европы постгерцинскую сбросово-глыбовую тектонику, были активными, видимо, и во время отложения кайнозойских осадков.

Другим примером может служить Парижский бассейн [14]. Его четко блюдцеобразная форма с концентрическими кольцами, образуемыми последовательно все более молодыми формациями от юры до олигоцена, производит впечатление крайней упорядоченности.

Однако блюдцеобразная форма создана не сингенетичным погружением, а послеолигоценовым поднятием. Меньшему поднятию в современном центре бассейна соответствует более интенсивное поднятие герцинских возвышенностей на его окраинах (Арденны, Вогезы, Центральный массив с плато Морван и Армориканский массив) (фиг. 260).

Ось общего постгерцинского погружения ориентирована, однако, иначе, о чем можно судить по карте изобат поверхности фундамента. Древнее



Фиг. 259. Карта изобат подошвы третичных отложений Нидерландов [15].
Фактически, вследствие низких отметок рельефа, эта карта изопахит кайнозоя (исключая район Маастрихта).

погружение происходило несогласно по отношению к правильной блюдцеобразной конфигурации постолигоценового поднятия.

Следовательно, дело обстояло не совсем так, как это изображено на хорошо известных палеогеографических схемах, иллюстрирующих чередование в раннетретичное время трансгрессий и регрессий в Парижском бассейне. Происходившее тогда погружение региона на северо-запад сопровождалось наклоном пластов, что явилось причиной множества трансгрессий, всегда наступавших с северо-запада и никогда не достигавших юго-восточной части бассейна. Несмотря на то что все хорошо знакомы с соответствующими схемами, я вновь воспроизвел их здесь на фиг. 261 и 262, чтобы подчеркнуть различие движений в Парижском бассейне в периоды раннетретичного погружения и последующего поднятия.

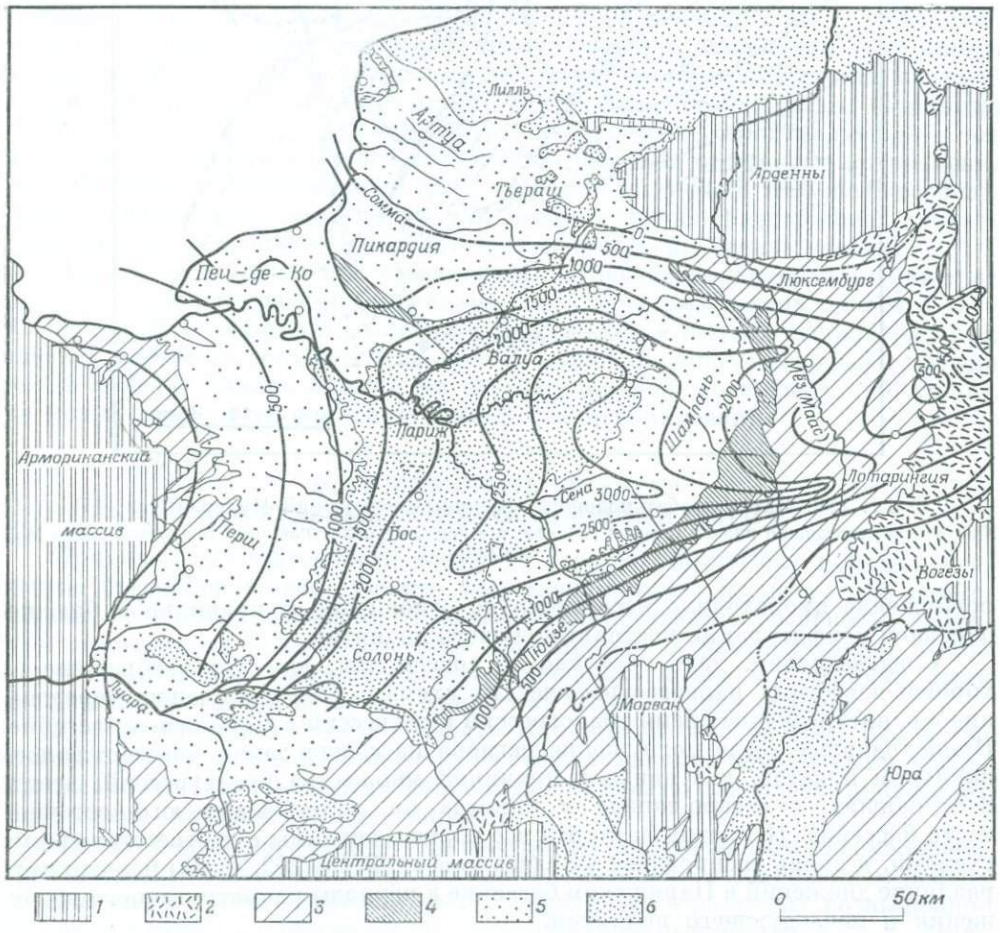
Яркий пример обособленности структур мы находим также в расположенной к северо-западу от Парижа антиклинали Пеи-де-Бре северо-запад — юго-восточного простирания. Прюво еще в 1930 г. обратил внимание на ано-

мальную историю развития этой структуры. Современная антиклиналь в юре фактически была областью интенсивного погружения и осадконакопления. Затем начиная с мела тектонические движения сменили свой знак на обратный [19]. Как видно на фиг. 260, в постгерцинское время антиклиналь Бре едва ли как-то влияла на общее погружение.

Детальные исследования во многих молодых осадочных бассейнах северо-западной Европы [19] показывают, что такую инверсию тектонических движений в локализованных бассейнах следует считать общим правилом.

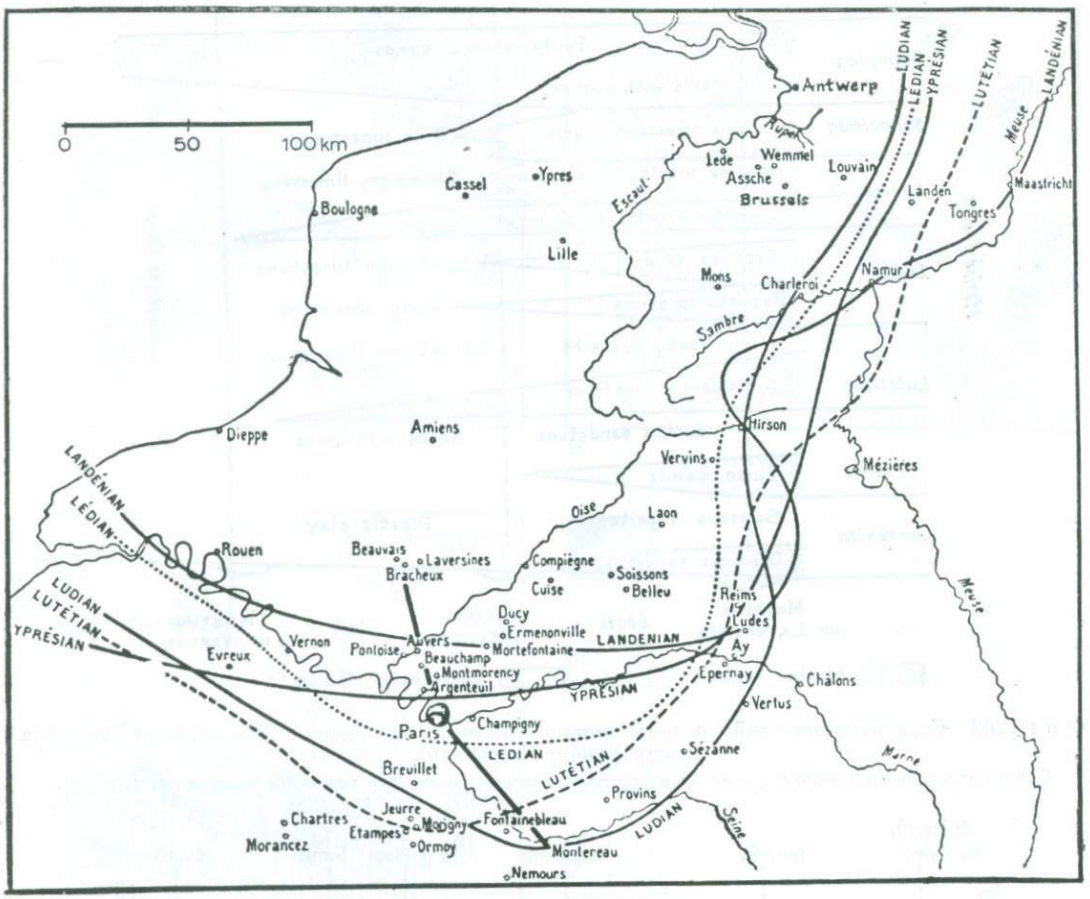
Наиболее известным локализованным прогибом в пределах рассматриваемого большого бассейна является Нижне-Саксонский бассейн, расположенный к северу от так называемого Рейнского массива. Останцы последнего перекрыты только тонким поверхностным слоем молодых осадков (фиг. 265). Не в пример обстановке, наблюдаемой в антиклиналях Бре и Булонь (фиг. 263), история Нижне-Саксонского бассейна весьма сложна, что и обусловило более резкую обособленность структур.

В лейасе наиболее интенсивные погружение и осадконакопление происходили в зоне северо-запад — юго-восточного простирания, расположенной в 100 км севернее Рейнского массива (фиг. 264, А). Эта зона образует первичный «краевой трог», сопоставимый в антиклиналью Бре Парижского бас-



Ф и г. 260. Геологическая карта Парижского бассейна [4].

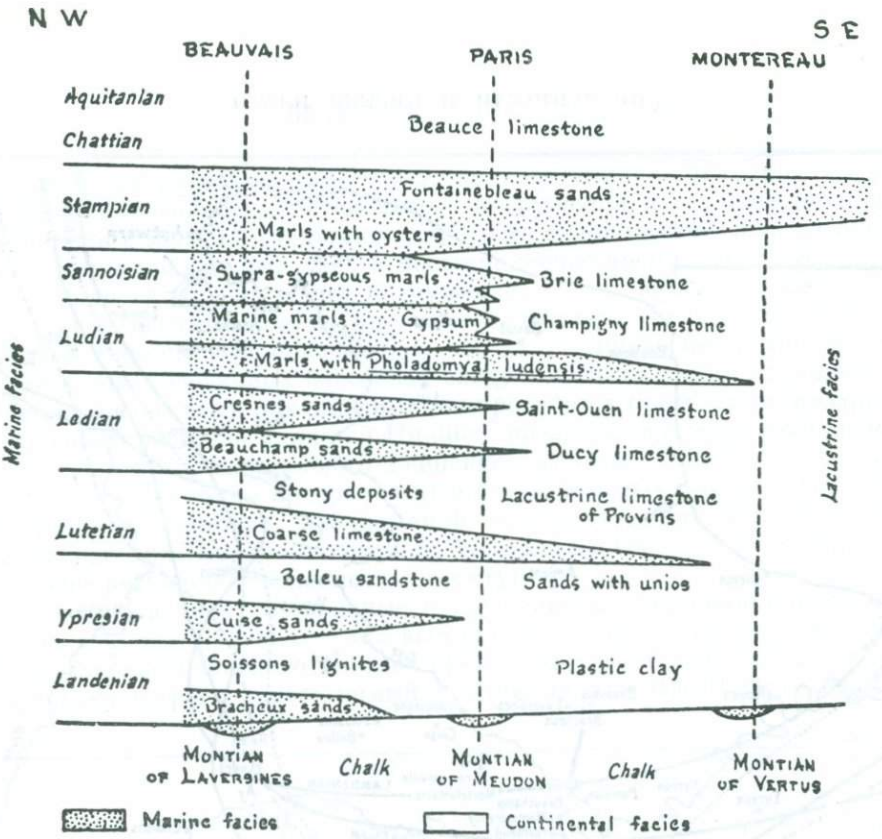
1 — палеозой; *2* — триас; *3* — юра; *4* — нижний мел; *5* — верхний мел; *6* — третичные отложения (карта изобат по кровле докембрийского фундамента заимствована у Линхардта [9]).



Ф и г. 261. Границы морских трансгрессий в Парижском бассейне в эоцене [6].
Жирной линией показано положение разреза фиг. 262.

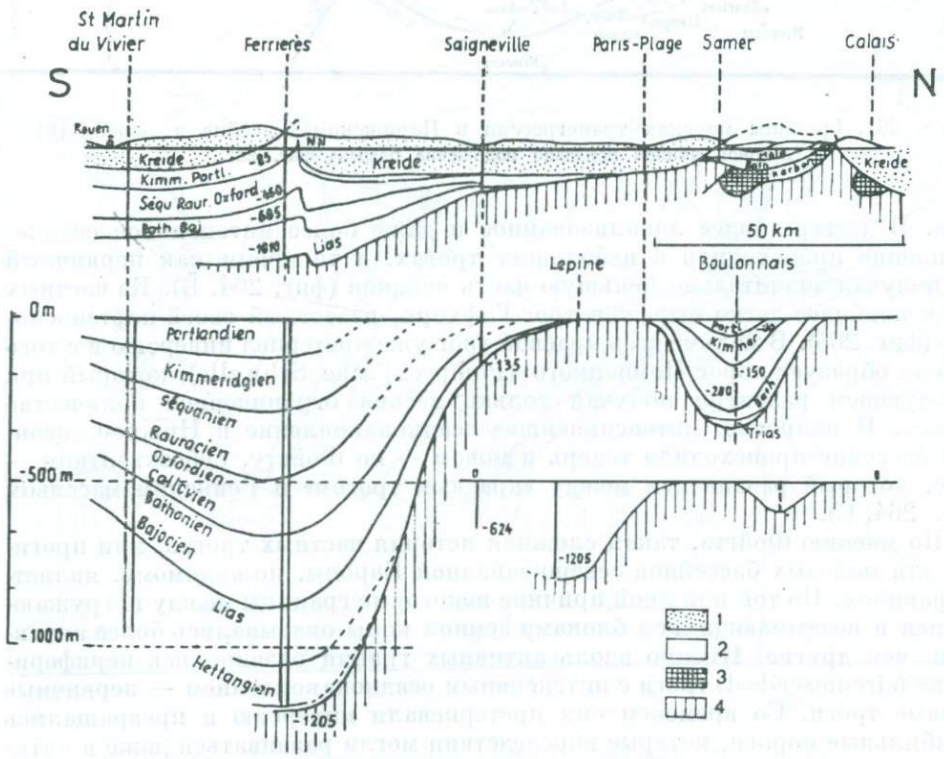
сейна. В доггере более локализованное и даже более интенсивное осадконакопление происходило в небольших трогах, в то время как первичный трог получал значительно меньшую часть осадков (фиг. 264, В). Из частных трогов наиболее четко выражен трог Гифхорн, известный своей нефтеносностью (фиг. 265). В мальме весь краевой трог уже претерпел инверсию и с того времени образует порог Помпецкого (Pompeckj'sche Schwelle), который при последующем развитии получал только весьма ограниченное количество осадков. И напротив, интенсивнейшее осадконакопление в Нижне-Саксонском бассейне происходило теперь в новом — по Фойгту, субсеквентном — троге, который развивался между «краевым трогом» и Рейнским массивом (фиг. 264, С).

По мнению Фойгта, такая сложная история частных трогов, или прогибов, для молодых бассейнов северо-западной Европы, по-видимому, является правилом. По той или иной причине некоторые границы между погружающимися и воздымающимися блоками земной коры оказывались более активными, чем другие. Именно вдоль активных границ развивались периферические (circumscribed) троги с интенсивным осадконакоплением — первичные краевые троги. Со временем они претерпевали инверсию и превращались в стабильные пороги, которые впоследствии могли развиваться даже в антиклинальные структуры. После того как погружение в первичных трогах



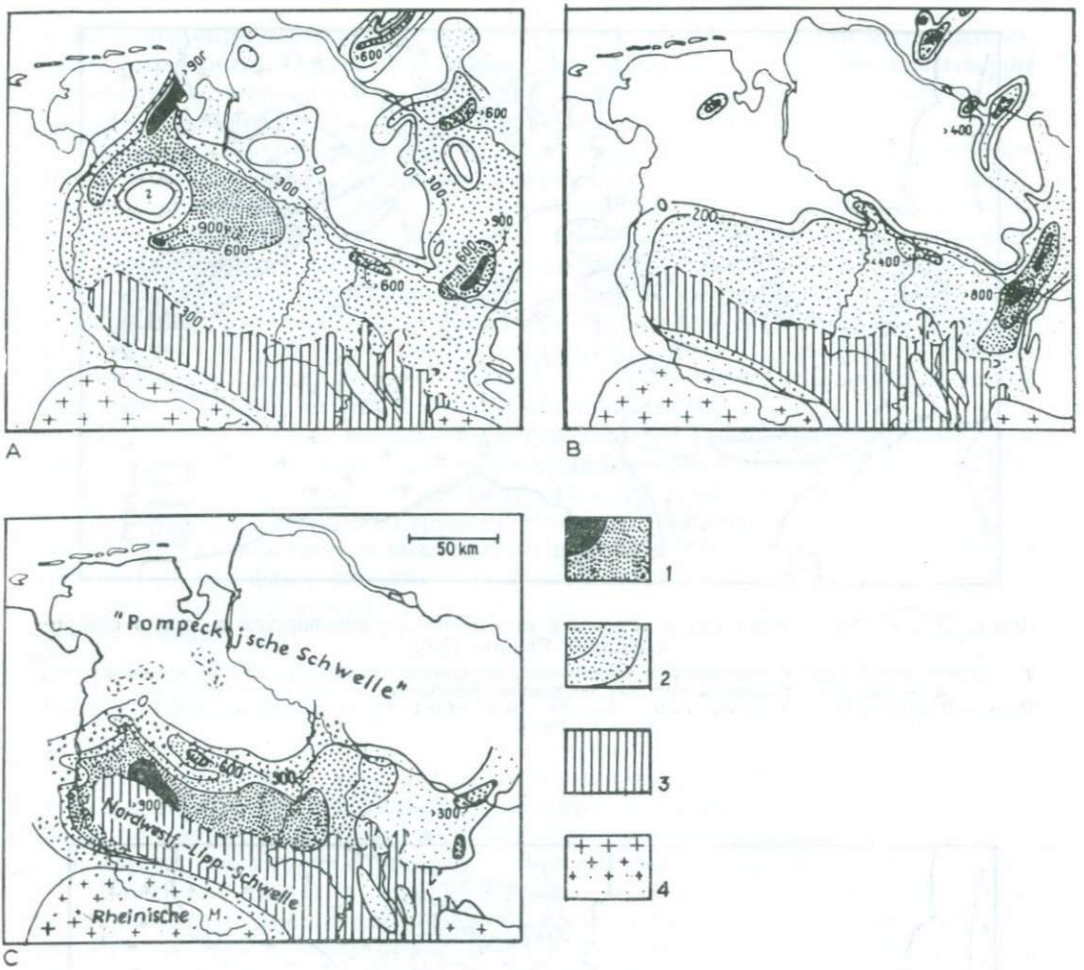
Ф и г. 262 Стратиграфический разрез нижнетретичных отложений Парижского бассейна между Бове и Монтро [6].

Показано распространение морских трансгрессий с северо-запада. Для привязки разреза см. фиг. 261.



Ф и г. 263. Разрезы антиклиналей Бре и Булонь (Булонская) в Парижском бассейне [12].

Для сравнения см. фиг. 260. Антиклиналь Булонь является продолжением Вельдской антиклинали южной Англии. *a* — тектонический разрез; *b* — реконструкция юрских прогибов, вертикальный масштаб сильно увеличен; *c* — то же, но в одинаковых вертикальном и горизонтальном масштабах. *1* — мел; *2* — юра; *3* — карбон; *4* — ранний палеозой.



Ф и г. 264. Осадконакопление в юре в Нижне-Саксонском бассейне [19].

Показаны положение первичного «краевого прогиба» в лейасе по отношению к «Рейнскому массиву» (A), развитие более локализованных прогибов в доггере (B), инверсия «краевого прогиба» в порог Помпецкого (C), осуществившаяся в течение мальма, развитие субсеквентного прогиба между первичным прогибом и «Рейнским массивом».

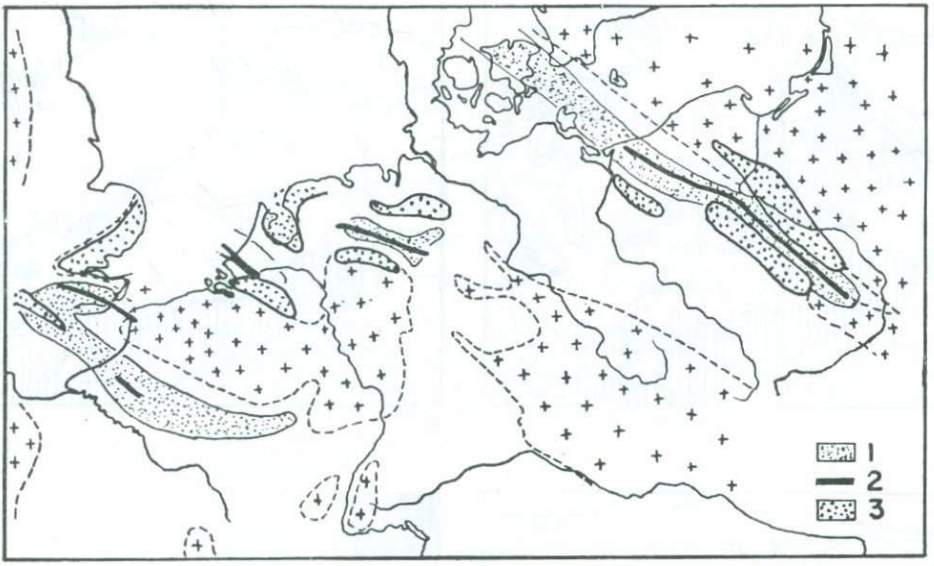
1 — мощная толща осадков, заполняющих прогибы; *2* — маломощный чехол сингенетичных осадков; *3* — ранние постгерцинские осадки, выходящие на поверхность или скрытые под тонким чехлом неозойских отложений; *4* — палеозой, частично под тонким осадочным чехлом.

заканчивалось, рядом могли начать развиваться троги, параллельные первичным (фиг. 265, 266).

Вновь рассмотрев историю частных трогов разных молодых осадочных бассейнов северо-западной Европы, Фойгт обратил внимание на подвижность земной коры в той части Европы, которую всегда считали стабильной. Он подчеркивает, что новые представления, базирующиеся главным образом на данных бурения, проводившегося в последние годы, неизбежно должны привести к переосмысливанию введенных Штилле понятий: «германотипный» и «альпинотипный», «эпиконтинентальный» и «геосинклинальный», «кратонный» и «орогенический».

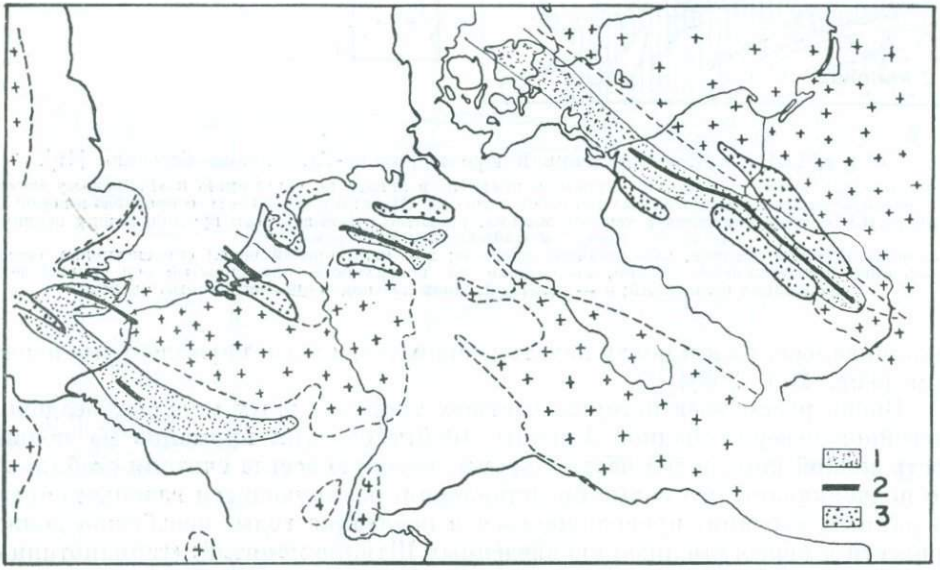
Можно сказать, что эти различия еще сохраняются, но они стали менее резкими.

Мощность осадков около 1 км для коротких периодов частных трогов осадочных бассейнов является скорее правилом, а не исключением (например, мощность 1 км для юрских отложений в Пеи-де-Бре, 1 км для кайнозой-



Ф и г. 265. Схематическая карта «краевых прогибов», развивавшихся в юре в северо-западной Европе [19].

1 — глыбы земной коры с тенденцией к воздыманию, герцинские возвышенности с их отторженцами; *2* — активные границы в молодых осадочных бассейнах; *3* — «краевые прогибы».
Hmp — Гэмпшир; Wld — Вельд, PdB — бассейн Пеи-де-Бре; GF — бассейн Гифхорн; H — горы Гарц.



Ф и г. 266. Развитие в меловое и третичное время субсеквентных прогибов, параллельных некоторым первичным «краевым прогибам» юры. Сравни фиг. 265 [19].

1 — обращенные «краевые прогибы» юры; *2* — антиклинальные структуры; *3* — субсеквентные прогибы.

ских отложений северной части Нидерландов и даже 2 км для мела Датско-Польского трога). Однако, когда погружение прекращается, трог испытывает инверсию, и погружение и осадконакопление осуществляются уже не намного интенсивнее, чем в прилежащих частях бассейна.

Скорость погружения бассейнов в общем близка к скорости погружения в геосинклиналях, но это погружение строго ограничено как во времени, так и в пространстве. Хотя в щите континента, в остальном стабильном, и образуются впадины, они никогда не приобретают масштабов геосинклинали. Кроме того, их формирование протекает в течение времени, недостаточного для аккумуляции материала, необходимого для создания в дальнейшем складчатого пояса. Различия между кратоном и орогеном хотя еще и сохраняются, но они уже не резкие, какими были прежде. Таким образом, любая тектоническая теория должна объяснять, почему кратон в целом остается стабильным, а ороген оказывается мобилизованным.

Значение таких возвратно-поступательных движений выходит, как мне кажется, за рамки молодых осадочных бассейнов, для которых они в настоящее время доказаны. В предыдущих главах мы еще раз показали, что происхождение некоторых структур (складки, надвиги или покровы) можно было бы довольно просто объяснить с помощью гравитационной тектоники, если бы не тот факт, что эти структуры соскользнули не сверху, а вверх.

Для того чтобы «спасти» гравитационную тектонику, необходимо было ввести специальную гипотезу об уравнивающих движениях фундамента. Такие движения должны были поднять до современной высоты регионы, первоначально низменные и, следовательно, аккумулировавшие на себе покровы, соскальзывавшие под влиянием силы тяжести; однако такие движения должны были произойти после образования покровов.

Если не считать «ретрошарьяжа» внутренних зон французских Альп, такие возвратно-поступательные движения фундамента весьма трудно выявить, поскольку складчатый и разбитый надвигами эпидермис молодых осадков хорошо маскирует фундамент почти во всех складчатых поясах.

Итак, мы доказали, что в молодых осадочных бассейнах возвратно-поступательные движения были весьма интенсивными, более того, они, по-видимому, были движениями именно того порядка, который требуется для объяснения с привлечением гравитационной тектоники происхождения целого крупного складчатого пояса. Это вертикальные движения с амплитудой в несколько километров, осуществлявшиеся в периоды продолжительностью около 50 млн. лет, после чего они меняли свой знак на обратный.

Конечно, данные, полученные в молодых осадочных бассейнах, не могут служить доказательством того, что аналогичные движения происходили и под более мобильными складчатыми поясами.

ГАЛОКИНЕЗ

Галокинез [17, 18] означает движение соли и, следовательно, соляную тектонику. Термин «соляная тектоника», однако, значительно более широкий, чем понятие «галокинез», поскольку он применим, например, даже к такому явлению, как срыв, осуществлявшийся по эвапоритовым отложениям в складчатых поясах эпидермального типа. Термин «галокинез» был введен для обозначения соляной тектоники в осадочных бассейнах, не затронутых последующими орогеническими движениями. В таких бассейнах движения, обусловленные соляной тектоникой, могут создать только соляные куполы, соляные валы, а в некоторых случаях даже псевдоантиклинали.

Основной результат изучения галокинеза состоит в том, что развитие соляных куполов теперь стали рассматривать как комплексное явление. Подъем соляного штока сопровождается развитием вокруг соляной структуры краевого бассейна, что обусловлено движением соли в подстилающем

соляном пласте к штоку. В этих краевых бассейнах мощность осадков больше, чем где-либо в бассейне (это компенсирует утонение соляного пласта).

Когда соляная структура развивается из первоначальной подушки в диапировый шток, окружающий бассейн вначале может быть выражен значительно более резко. Однако когда на одной из стадий развития окружающие его осадки увлекаются вверх, тогда молодой краевой бассейн начинает расширяться в стороны (фиг. 267).

Аномально большая мощность осадков какого-то определенного возраста вокруг соляного купола датирует фазу движения соли. Она также может быть использована для расчета скорости соляного потока, если принять, что количество аномально мощных осадков равно количеству соли, которая должна была переместиться в сторону соляного купола за тот же отрезок времени (фиг. 268). Скорость движения соли определяется в 0,3 мм/год [13].

Соляной купол достигает зрелости тогда, когда вся соль, которая может быть мобилизована в его окрестностях, стечет в эту соляную структуру. В дальнейшем могут развиваться соляные купола второй и третьей генераций. Их можно отличить по тому, что окружающие бассейны только начинают развиваться, тогда как погружение бассейна вокруг материнского соляного купола уже прекратилось. Следовательно, аномально мощные осадки вокруг соляного купола первой генерации древнее отложений, развитых вокруг куполов второй генерации, и т. д. (фиг. 269).

Таким образом можно было бы установить историю движений, обусловленных галокинезом, для большей части области развития соляных куполов Западной Европы (фиг. 270).

Трусгейм обращает внимание на тот факт, что рост обособленных соляных куполов и развитие окружающих их бассейнов варьирует от одной структуры к другой, от одного семейства соляных куполов к другому. Галокинез, как отмечает Трусгейм, не контролируется орогеническими фазами, или, точнее (учитывая, что Трусгейм — немецкий геолог), орогеническими фазами в понимании Штилле.

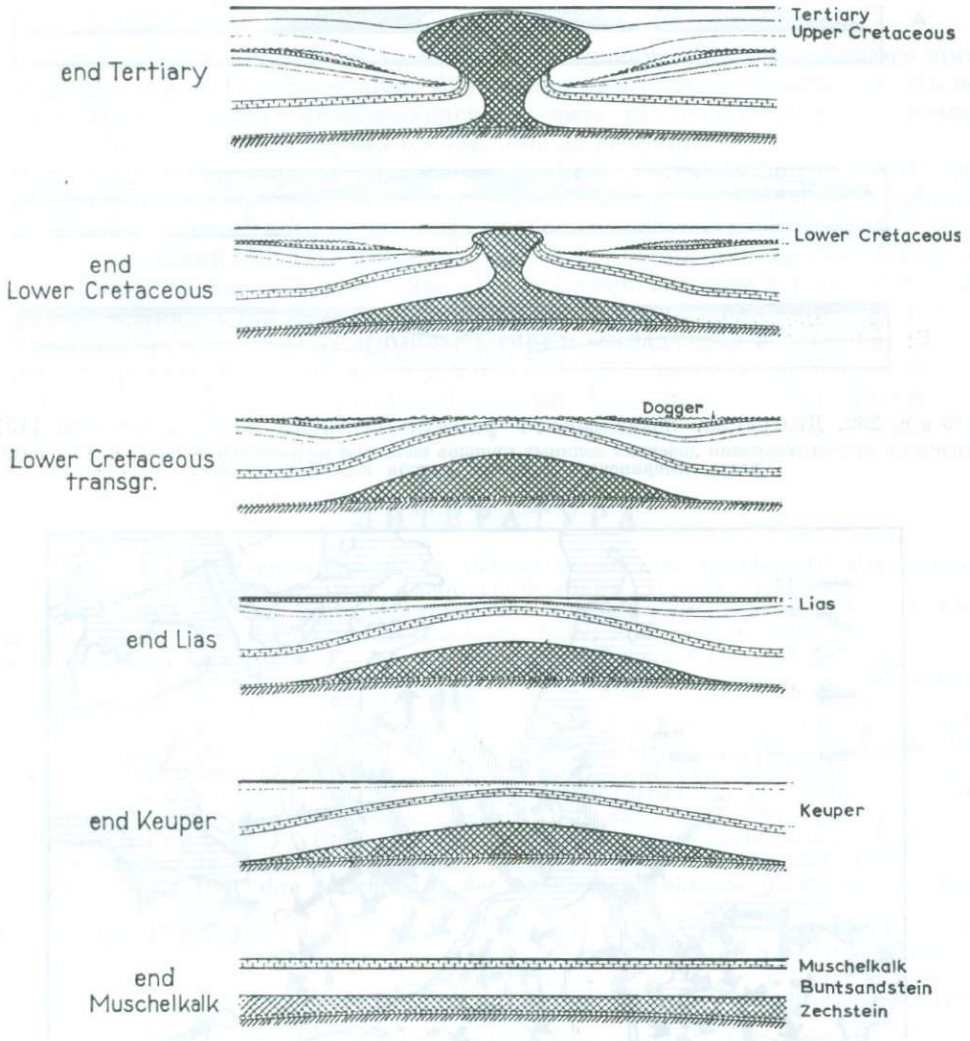
Немецкому геологу, вскормленному на положениях Штилле, это должно показаться беспрецедентным отступлением от общепринятого закона. Однако тем из нас, кто уже познакомился с многочисленными примерами относительности синхронности орогенических движений, это едва ли покажется удивительным.

Трусгейм отрицает какое-либо орогеническое влияние на галокинез, который, по его мнению, является процессом неорогеническим [17]. Я, напротив, считаю, что движения фундамента (будь то образование наклона пластов или формирование разломов, или то и другое вместе) вполне могли вызывать галокинетическую реакцию. Заннеман [13] также указывает на гипотетический разлом, существующий в семействе куполов, по крайней мере под материнским соляным куполом (фиг. 269).

Такие контролирующие галокинез тектонические движения, видимо, происходили при образовании огромных соляных валов, развитых в Гольштейне и вдоль границы Дании и ФРГ (фиг. 270).

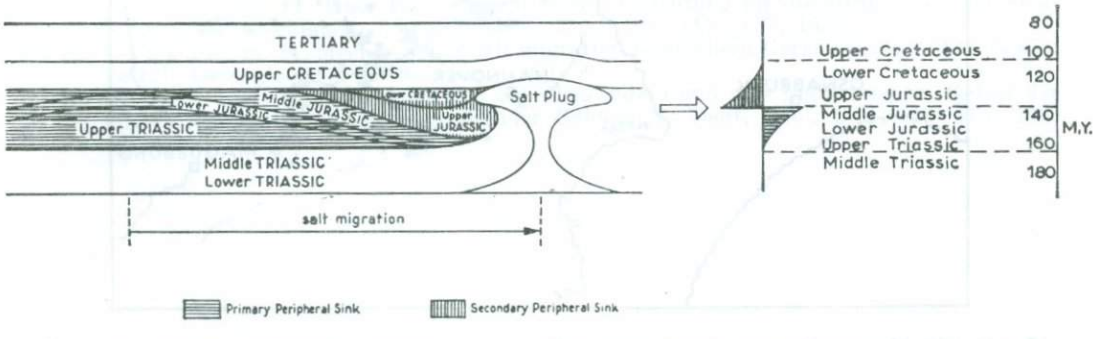
Сам Трусгейм [17, 18] утверждает, что галокинез порога Помпецкого и Нижне-Саксонского бассейна существенно различен. Но он считает, что эти различия вторичны. Нам, однако, представляется более логичным увязывать их с первичными погружением и осадконакоплением, о чем уже шла речь выше.

Бесспорно, во всяком случае, что по своим масштабам галокинез как явление значительно превосходил вызвавшие его первичные движения. Несомненно также, что познание всех этапов формирования соляных куполов и горизонтального течения соли значительно углубило наши знания о структуре Северо-Германского бассейна.

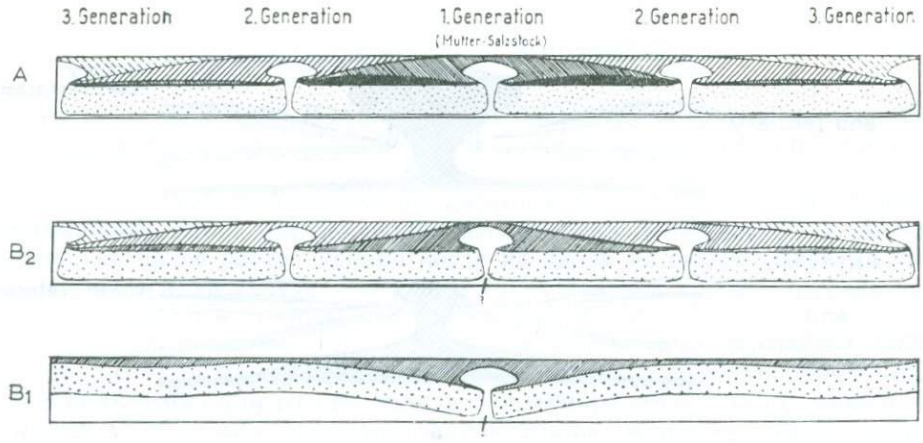


Ф и г. 267. Диаграмма развития соляных куполов цехштейна на севере Германии [18].

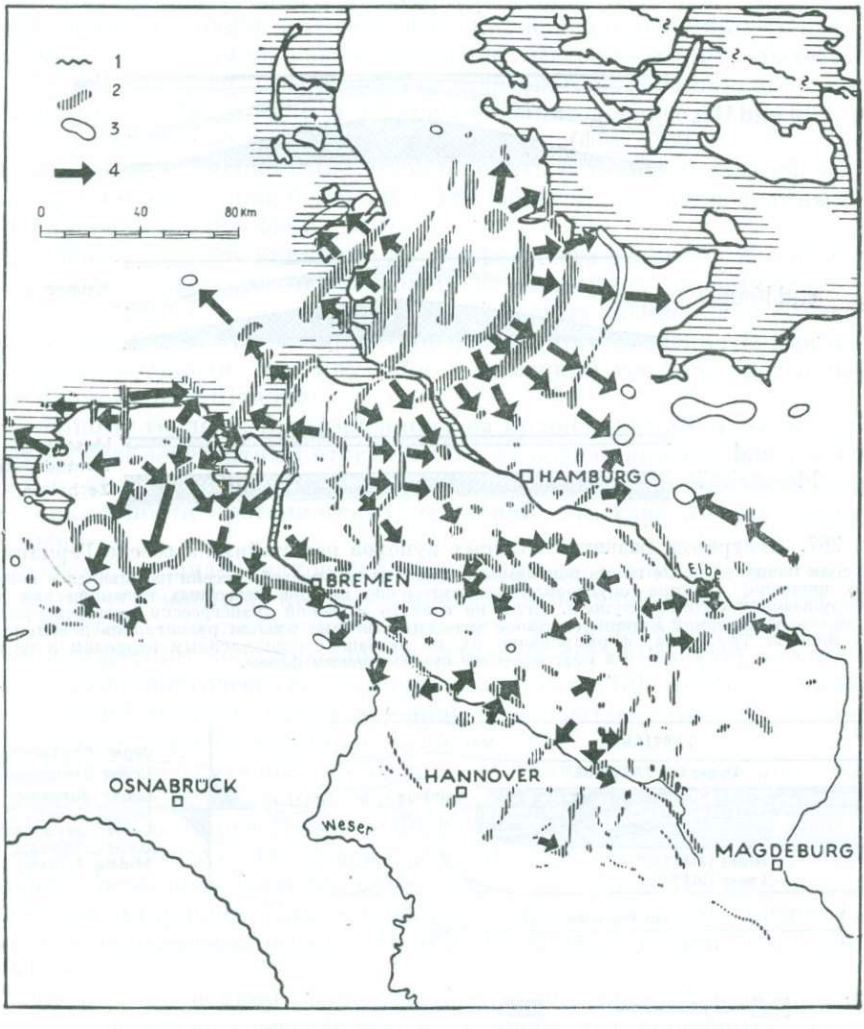
Движения соли начались после конца раковинного известняка; краевой бассейн развивался в кейпере и юре. Дальнейшее поднятие диапира обусловило возникновение широко известных тектонических деформаций осадков, окружающих соляные купола. Если не считать альбской трансгрессии (четвертый разрез снизу), имевшей для северо-западной Европы огромное значение, соляные купола развивались довольно индивидуально. По мнению Трусгейма, формирование их не связано с определенным периодом и не приурочено к определенным орогеническим фазам.



Ф и г. 268. Диаграмма, демонстрирующая возможность использования мощности осадков в краевой синклинали вокруг растущего соляного купола с целью определения скорости течения соли (в графе справа показан возраст осадков) [13].



Ф и г. 269. Диаграмма, показывающая развитие семейства соляных куполов [13].
Первая и вторая генерации дочерних соляных куполов начинают развиваться только после окончания роста материнского соляного купола первой генерации.



Ф и г. 270. Схематическая карта цехштейнового соляного бассейна северо-западной Европы [13].
Показаны соляные купола и направления движения соли. *1* — границы морского бассейна цехштейна; *2* — соляной купол; *3* — соляная подушка; *4* — направление движения соли.

Если сравнить на какой-то момент обстановку вокруг Канадского щита с обстановкой в Европе вокруг Фенноскандского щита, можно задать вопрос: «Почему вокруг Фенноскандского щита нет стабильной внутренней зоны?» Ответ на вопрос звучал бы так: «Из-за галокинеза».

В Северо-Германском бассейне галокинез усугубил нормальные процессы волочения постгерцинского осадочного чехла по разбитому разломами фундаменту: именно потому во многих работах выделяется особый тип орогении — саксонский [10, 11]. Нижняя Саксония — типовая область складчатого пояса столь проблематичного типа. В последнем издании известной работы Кайзера и Бринкмана «Очерк геологии» [3] этот пояс назван «сбросово-глыбовыми горами» в отличие от «глыбовых гор» и «складчатых и покровных гор». Такое расчленение имеет смысл лишь в области преобладания галокинеза, какой является Северо-Германский бассейн. Вряд ли оно применимо к другим областям, лишенным соленосных отложений.

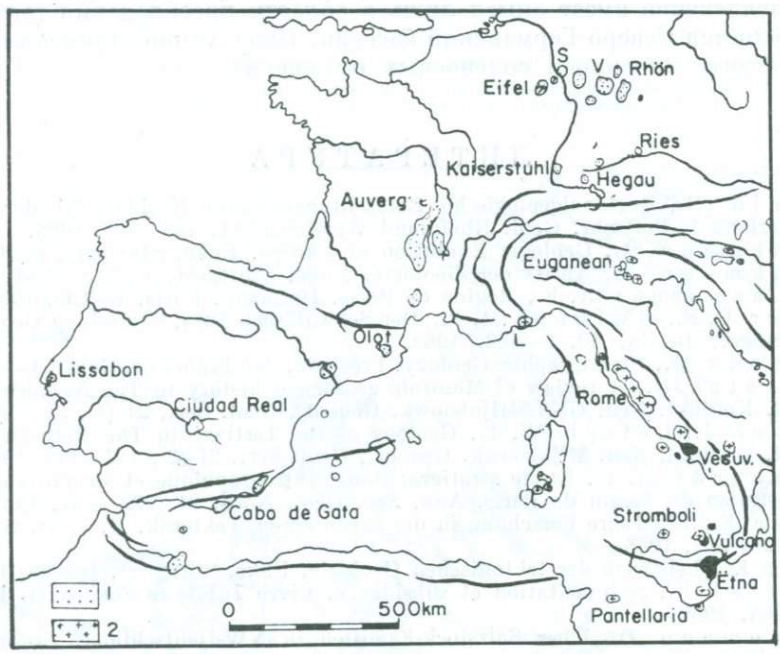
ЛИТЕРАТУРА

1. Arnold H., Regionalgeologische Betrachtungen zum Kreideprofil der Bohrung Münsterland 1, Fortschr. Geol. Rheinland Westfalen, 11, 459—468, 1963.
2. Brinkmann R., Geologic Evolution of Europe, Enke, Stuttgart, 1—161, 1960.
3. Brinkmann R., Abriss der Geologie, Enke, Stuttgart, 1—280, 1961.
4. De Lapparent A. F., Région de Paris, Hermann, Paris, 1—195, 1964.
5. Geyer O. F., Gwinner M. F., Der Schwäbische Jura, Sammlung Geol. Führer, Borntraeger, Berlin, 40, 1—452, 1962.
6. Gignoux M., Stratigraphic Geology, Freeman, San Francisco, Calif., 1—682, 1950.
7. Haanstra U., A review of Mesozoic geological history in The Netherlands, Verhandel. Koninkl. Ned. Geol. Mijnbouwk, Genoot., Geol. Ser., 21 (1), 35—56, 1963.
8. Keizer J., Letsch W. J., Geology of the Tertiary in The Netherlands, Verhandel. Koninkl. Ned. Mijnbouwk. Genoot., Geol. Ser., 21 (2), 147—172, 1963.
9. Lienhardt M. J., Étude stratigraphique, pétrographique et structurale du socle anté-permien du bassin de Paris, Ann. Soc. Géol. Nord, 81, 223—241, 1961.
10. Lotze F., 100 Jahre Forschung in der saxonischen Tektonik, Z. Deut. Geol. Ges., 100, 321—337, 1948.
11. Metz K., Lehrbuch der tektonischen Geologie, Enke, Stuttgart, 1—294, 1957.
12. Pruvost P., Sédimentation et subsidence, Livre Jubilaire Soc. Géol. France, 2, 545—564, 1930.
13. Sannemann D., Über Salzstock-Familien in NW-Deutschland, Erdoel Z., 11, 3—10, 1963.
14. Société Géologique de France, Séance sur la géologie du Bassin de Paris, Bull. Soc. Géol. France, 7(7), 179—340, 1966.
15. Stheeman H. A., Petroleum development in The Netherlands (with special reference to the origin, subsurface migration and geological history of the country's oil and gas resources), Verhandel. Koninkl. Ned. Geol. Mijnbouwk. Genoot., Geol. Ser., 21 (1), 57—96, 1963.
16. Thiermann A., Arnold H., Die Kreide in Münsterland und Nordwesfalen, Fortschr. Geol. Rheinland Westfalen, 7, 691—724, 1964.
17. Trusheim F., Über Halokinese und ihre Bedeutung für die strukturelle Entwicklung Norddeutschlands, Z. Deut. Geol. Ges., 109, 111—157, 1957.
18. Trusheim F., Mechanism of salt migration in northern Germany, Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists 44, 1519—1540, 1960.
19. Voigt E., Über Randtröge von Schollenrändern und ihre Bedeutung im Gebiet der mitteldeutsche Senke und angrenzender Gebiete, Z. Deut. Geol. Ges.. 114, 378—418, 1963.

Молодые вулканические породы

ВВЕДЕНИЕ

Все вулканические породы Западной Европы кайнозойские. Вулканизм наиболее активно проявлялся в миоценовую, плиоценовую и плейстоценовую эпохи. С тех пор вулканическая деятельность настолько ослабла, что действующие вулканы мы находим



Ф и г. 271. Генерализованная карта молодых вулканических пород Западной Европы [64].
1 — внеальпийские вулканиты; *2* — внутриальпийские вулканиты; L — Лигурийская провинция у Канн; S — Зибенгебирге; V — Фогельсберг.

теперь в единственном районе Западной Европы — в Италии, между Везувием и Этной. В течение второй половины плейстоцена и, возможно, даже в раннем голоцене вулканическая активность, несомненно, была распространена значительно шире, чем в настоящее время. Наши предки, конечно, наблюдали вулканические извержения не только в Оверни (центральная Франция), но и значительно севернее — в Эйфеле и Зибенгебирге.

Напомним, что в свое время была предложена теория, связывающая образование верхнеплейстоценового аллерёдского горизонта с вулканическим извержением. Возраст этого угленосного горизонта, широко распространенного во всей северо-западной Европе, всегда определялся в 11 000 лет до н. э. Было высказано предположение, что изменения климатических условий в голоцене обусловили нестабильный характер большей части растительности первобытных лесов. Вулканическое извержение, якобы происшедшее в то время в озере Лаахер-Зе, в Эйфеле, воспламенило лес, вызвав лесные пожары почти по всему континенту. Последствия этого извержения, если оно действительно произошло, должны были бы превысить любой урон, когда-либо причиненный вулканическими извержениями. Представить себе связь пожара с вулканическими извержениями исходя из принципа актуализма трудно, хотя установить такую связь было бы очень интересно, учитывая очень короткое время, прошедшее с момента образования аллерёдского горизонта. К сожалению, роль вулканического извержения в генезисе аллерёдского горизонта не доказана. Так что вполне возможно, что в результате климатических изменений некогда возникали лесные пожары и в то же время, совершенно независимо от них, в Эйфеле происходило одно или несколько вулканических извержений.

Другое доказательство проявления молодой вулканической активности — данные анализа тяжелых минералов из плейстоценовых отложений северо-западной Европы.

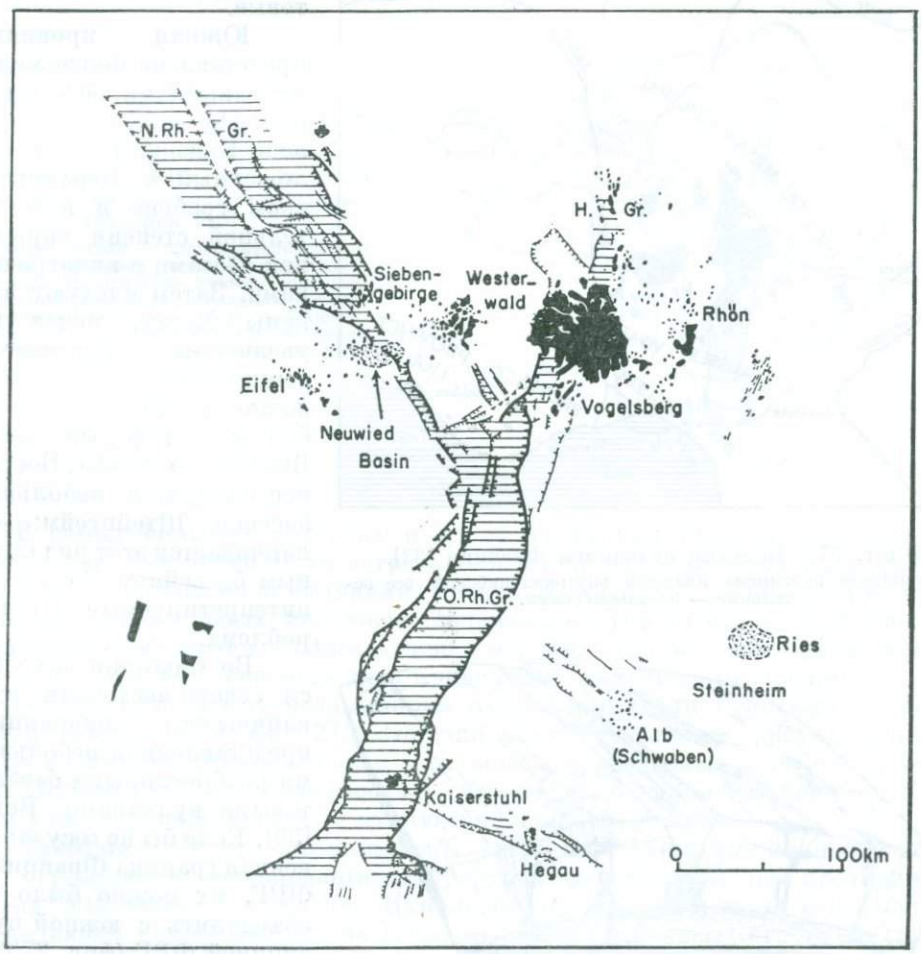
Руководящие минералы, связанные с эйфельским вулканизмом, главным образом в виде кристаллов роговой обманки различного цвета, служат прекрасными показателями возраста.

Вулканизм, несомненно, сыграл важную роль в новой и даже новейшей геологической истории Западной Европы (без ее северной части). Поэтому мы посвящаем ему заключительную главу нашей книги.

На карте (фиг. 271) показано, что молодые вулканические породы подразделяются на две группы: внеальпийские и внутриальпийские. Первая группа связана со сбросово-глыбовой тектоникой. Вторая группа, хотя и альпийская, является посторогенной по отношению к складчатости и, следовательно, также может быть связана с разрывными нарушениями. Но тогда образование последних можно рассматривать как следствие альпийской орогении и предположить, что связь этих вулканов с Альпийской цепью — первичный контролирующий фактор. Напротив, в первой группе вулканических пород никакого влияния альпийского орогенеза мы не наблюдаем и, по-видимому, единственным контролем служит корреляция со сбросово-глыбовой тектоникой.

ВНЕАЛЬПИЙСКИЕ МОЛОДЫЕ ВУЛКАНИТЫ

Главные области распространения внеальпийских молодых вулканических пород находятся в ФРГ и во Франции. Из южной части Франции их можно проследить, правда с большими перерывами, в южном направлении



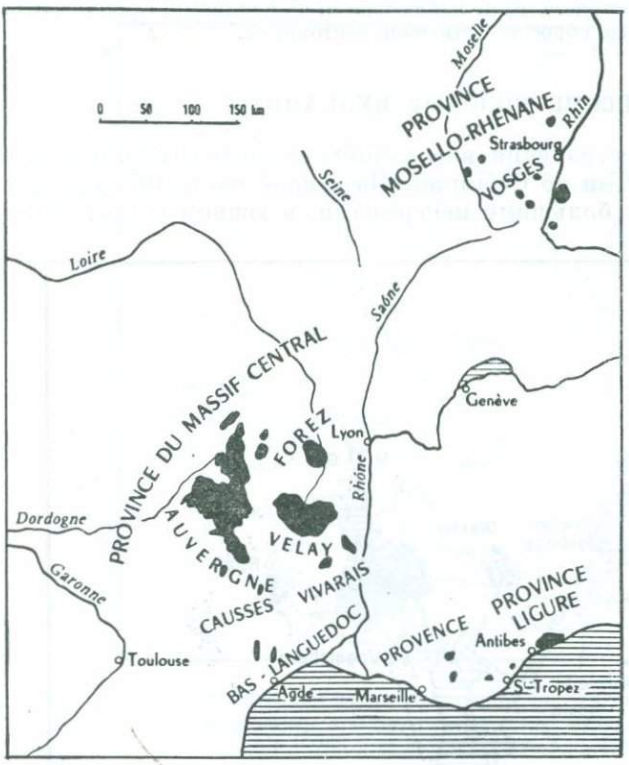
Ф и г. 272. Генерализованная карта молодых вулканических пород на территории ФРГ [10].

N. Rh. Gr. — Нижнерейнский грабен; O. Rh. Gr. — Верхнерейнский грабен; H. Gr. — Гессенский грабен.

через восточную Испанию (Олот, Кабо-де-Гата) и далее вплоть до северного побережья Африки в районе Мелилья (фиг. 271).

В ФРГ молодые вулканические породы развиты в северной и южной провинциях. Северная группа начинается на западе вулканами Эйфеля и соединяется с озером Лаахер-Зе и бассейном Нёйвид. На другой стороне Рейна следуют горы Зибенгебирге, Вестервальд, Фогельсберг с проявлениями вулканизма, связанными с Гессенским грабеном, Рён и восточнее — еще несколько мелких вулканов (фиг. 272).

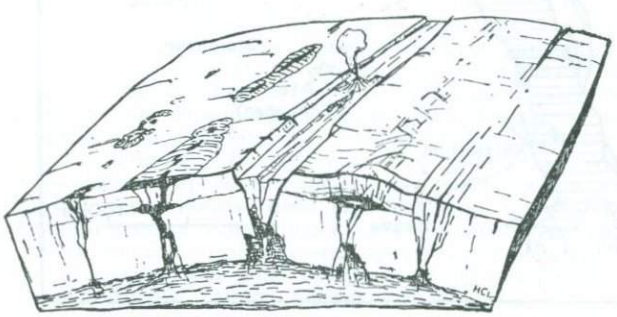
В западной части этой провинции, начиная от Эйфеля и включая Зибенгебирге, состав вулканических продуктов в целом сильно колеблется. Несмотря на широкое распространение базальтовых вулканов, по объему преобладают трахиты и связанные с ними кислые породы. В то же время самые восточные проявления вулканизма в этой северной провинции преимущественно базальтовые.



Ф и г. 273. Молодые вулканиты Франции [33].
Лигурийская провинция является внутриальпийской, все остальные — внеальпийскими.

Южная провинция представлена более мелкими единицами, чем северная. На западе это комплекс Кайзерштуль, расположенный в Верхнерейнском грабене и в значительной степени скрытый под лёссами и виноградниками. Затем следуют вулканы Хегау, почти все увенчанные средневековыми замками, и беспорядочно разбросанные небольшие туфовые дайки Швабского Альба. Восточнее находится небольшой бассейн Штейнгейм; заканчивается этот ряд крупным бассейном Рис, ныне интепретируемым как астроблема.

Во Франции находится северо-восточная вулканическая провинция, представленная небольшими разбросанными базальтовыми вулканами Вогез [33]. Если бы не государственная граница Франции и ФРГ, их можно было бы объединить с южной провинцией ФРГ (фиг. 273).



Ф и г. 274. Схематическая блок-диаграмма, демонстрирующая связь между поднятием, раскалыванием и вулканизмом [10].

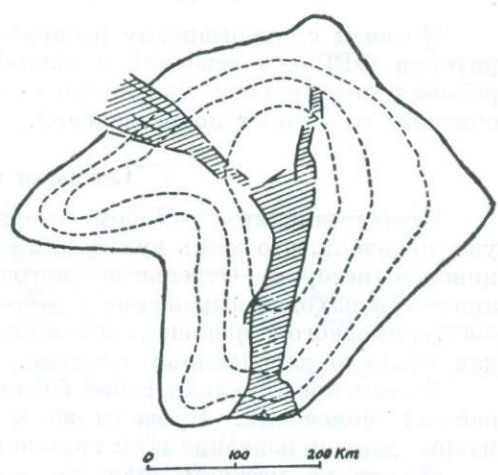
Главная область развития молодых вулканических пород во Франции

расположена в восточной части Центрального массива и вокруг него. В этой провинции находятся два крупных вулкана центрального типа — Канталь и Мон-Дор, вулканические районы Овернь, Веле и др.

От юго-восточного угла Центрального массива полоса вулканов протягивается прямо на юг, через Кос и бассейн Лангедок до вулкана Агд на берегу Средиземного моря. Вполне возможно, что к югу от Агда находится продолжение этой линии, протягивающейся в виде отдельных вулканов в восточную Испанию и далее до южного побережья Средиземного моря в район Мелильи.

«Поднятие — раскалывание — вулканизм»

«Поднятие — раскалывание — вулканизм» («Hebung — Spaltung —Vulkanismus»)— название классической работы Клооса [10], в которой изложены его взгляды на связь тектоники с вулканизмом во внеальпийском и прилегающих к нему регионах. На фиг. 274 приведен фронтиспис этой публикации. Несмотря на избитость этого рисунка, мы поместили его здесь потому, что связи, раскрытые Клоосом, определяют контроль внеальпийского вулканизма Западной Европы.



Фиг. 275. Схематизированная карта поднятого в виде купола щита «Рейнского массива» и его основных грабенов [10].

Сплошная линия — приблизительное положение береговой линии в начале верхнего мела. Пунктирные линии — схематизированные изогипсы основания (эродированного) осадочного чехла; реконструировано по центрипетальным падениям пластов мезозойских отложений окружающих бассейнов.

В самых больших грабенах и вдоль их границ крупные проявления вулканизма, как правило, не встречаются; столь важному фактору зачастую уделяется слишком мало внимания. Очевидно, трещины, по которым не происходило значительных подвижек, оставались открытыми и обеспечивали наилучшее сообщение с поднимающейся магмой, тогда как повторные движения по разломам грабенового типа приводили к залечиванию трещин.

Взаимосвязь между воздыманием и трещинами для Рейнского массива (стр. 384) показана на фиг. 275. Это один из многочисленных рисунков (некоторые из них значительно более детальные), приведенных в работе Клооса [10]. Несомненно, такая взаимосвязь существует, однако объяснение ее Клоосом уже не удовлетворяет, я думаю, большинство геологов.

Клоос полагал, что тангенциальные силы, постепенно выжимавшие вверх эти огромные куполообразные структуры, действовали на протяжении весьма длительных периодов. Куполообразование вызывало растяжение, приводившее к развитию крупных центральных грабеновых структур. Однако, исходя из современных представлений об относительно небольшом значении тангенциального сжатия и, напротив, важном значении вертикальных движений, общее куполообразное воздымание и формирование антитетиче-

ских грабеновых структур мы склонны рассматривать как следствие дифференцированных вертикальных движений земной коры. Конечно, это отнюдь не дает ответа ни на вопрос о том, почему вертикальные движения происходят, ни на вопрос, почему они проявились в столь закономерной системе.

Состав внеальпийских вулканитов

Даже из перечисления вулканических образований северной провинции ФРГ видно, что их магматический состав весьма изменчив. Более кислые магмы являются, по-видимому, анатектическими, тогда как базальтовые образованы, как часто утверждают, главным образом первичным подкоровым материалом. Но если это и так, представляется, что большинство более базальтовых магм склеротические и также содержат в различных количествах переплавленный коровый материал.

Налицо тенденция к щелочности (магмы атлантического типа). Вулканические породы Франции ниже будут рассмотрены подробнее (стр. 405, 406, 407) [33], однако за более детальной информацией я отсылаю читателя к региональной литературе.

МОЛОДЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ФРГ

В связи с прерывистым распределением вулканических пород на территории ФРГ — в северной и южной провинциях, а также в отдельных районах внутри этих провинций — целесообразно, видимо, дать краткое описание названных подразделений.

Северная провинция

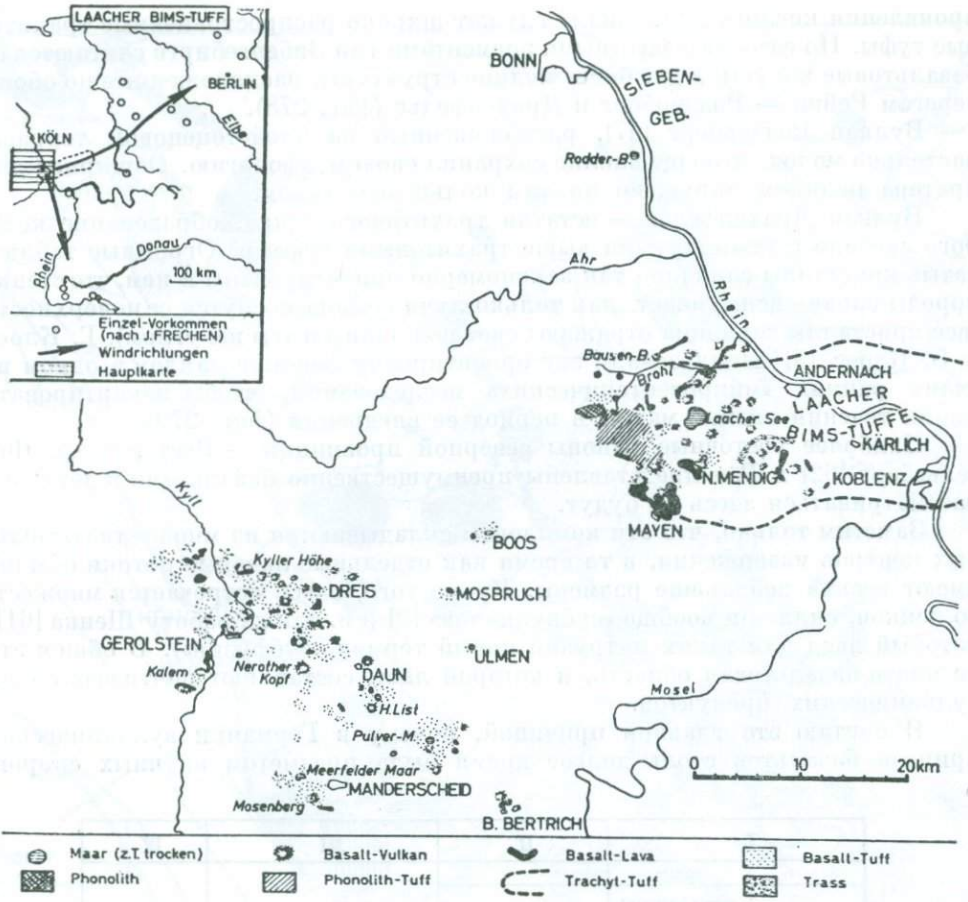
Самым западным районом северной провинции является Эйфель. Мы уже показали, что здесь вулканизм служит дополнением более ранней герцинской истории. Отдельные многочисленные проявления вулканических процессов находят выражение в небольших крутых холмах на поверхности постгерцинского пенеплена, либо в глубоких провалах на том же пенеплене, как правило заполненных озерами.

Холмы представляют собой базальтовые вулканы, что не требует дальнейших пояснений. Провалы же в пенеплене — знаменитые эйфельские маары, давшие название всей группе вулканических явлений.

«Маар» на местном диалекте — озеро (датское meer); следовательно, это слово означает всего лишь небольшое округлое озеро, типичное для центральной части Эйфеля. Однако происхождение озер, несомненно, связано с вулканическими явлениями. Они скорее всего являются результатом эксплозивного вулканизма, при котором магма была настолько вязкой, что, если не считать иногда встречающихся округлых туфовых валов, никаких вулканов не формировалось. Все, что осталось,— это провалы от трубок взрыва.

Из вулканологии хорошо известно, что магмы с такой высокой вязкостью встречаются только среди очень кислых магм. Достаточно парадоксально, что большинство эйфельских мааров служили центрами извержений базальтовой магмы; двойственность таких одиночных вулканических структур хорошо известна из других вулканических областей. Однако факт, что в Эйфеле по краям мааров отмечаются базальты, в то время как кислые туфы, первоначально заполнявшие трубки, встречаются очень редко, вызвал широкую дискуссию в отношении их генезиса.

Разделение магм на базальтовые и кислые отчасти также и географическое. Главная ветвь базальтовых вулканов протягивается с северо-запада на юго-восток, т. е. радиально по отношению к поднятию Рейнского массива, тогда как главная ветвь мааров имеет почти меридиональное простирание (см. фиг. 276 и [30]).



Ф и г. 276. Схематическая карта молодых вулканических пород Эйфеля, района озера Лаахер-Зе и бассейна Нёйвид [63].

В Эйфеле главный пояс развития вулканических пород базальтового состава простирается в северо-запад — юго-восточном направлении, от Килльской возвышенности до Бад-Бертиха. В то же время полоса потухших вулканов (маров) протягивается в меридиональном направлении, от маара Бос до маара Меерфельд. Однако несколько маров сопровождают главный пояс — это маары Даун и Дрейс. Расположенный к югу от Андернаха бассейн Нёйвид, являющийся, возможно, частично вулкано-тектонической депрессией, заполнен туфами в процессе извержения вулкана озера Лаахер-Зе. В результате выветривания в них образовались прослои пемзы — пемзовые туфы. Большинство же их отлагалось (или переотлагалось) в воде — это так называемые трассы. Именно из трассов с добавками глин делают универсальный строительный кирпич. Пеплы озера Лаахер-Зе в процессе выветривания распространились по весьма большой территории (их находят даже за Берлином); однако они не имеют промышленного значения.

Следующая область — озеро Лаахер-Зе и бассейн Нёйвид — по распространению кислых и основных извержений напоминает Эйфель. Но в противоположность Эйфелю вулканических продуктов кислого состава здесь значительно больше, чем базальтовых пород.

Озеро Лаахер-Зе, в котором вулканическая деятельность продолжалась вплоть до аллерёдского времени, образует прекрасную кальдеру, а бассейн Нёйвид, по крайней мере частично, имеет даже вулкано-тектоническое происхождение (фиг. 277 и [21]).

Следующий район — Зибенгебирге [23]. Семь гор, по количеству которых назван этот район, представляют собой в основном базальтовые вулканические структуры. Как и в Эйфеле, многие из них возвышаются над постгерцинским пенепленом. Однако встречается также множество силлов и некков, в настоящее время вскрытых эрозией или карьерами. Один из наиболее известных примеров — сложный силл Гроссер-Вейльберг [12]. Результатом

проявления кислого вулканизма служат широко распространенные трахитовые туфы. Но самыми известными элементами гор Зибенгебирге считаются не базальтовые конусы, а две более мелкие структуры, расположенные по обоим берегам Рейна,— Роддерберг и Драхенфельс (фиг. 278).

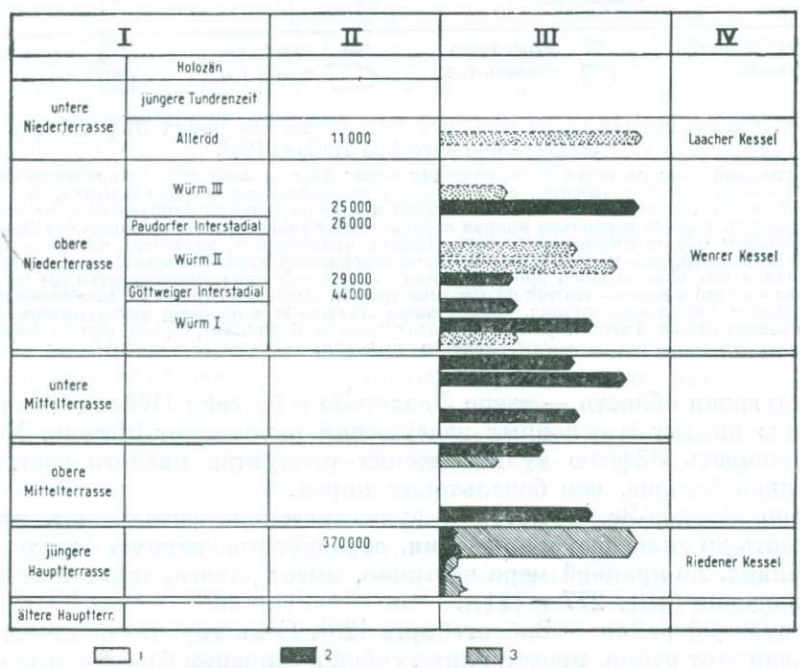
Вулкан Роддерберг [47], расположенный на плейстоценовой террасе, настолько молод, что еще вполне сохранил свою морфологию. Обширное дно кратера целиком окружено низким кольцевым валом.

Вулкан Драхенфельс — остатки трахитового некка, образование которого связано с упомянутыми выше трахитовыми туфами. Огромные таблитчатые кристаллы санидина так закономерно ориентированы в нем, что стенка породы словно вспыхивает, как только лучи солнца коснутся ее поверхности (все кристаллы санидина отражают свет под одним и тем же углом). Г. Клоос и Э. Клоос [9] использовали эту ориентировку фенокристаллов в одном из своих ранних «микротектонических» исследований, чтобы закартировать линии течения вязкой магмы в период ее внедрения (фиг. 279).

Наиболее восточные районы северной провинции — Вестервальд, Фогельсберг [62] и Рён представлены преимущественно базальтами и детально рассматриваться здесь не будут.

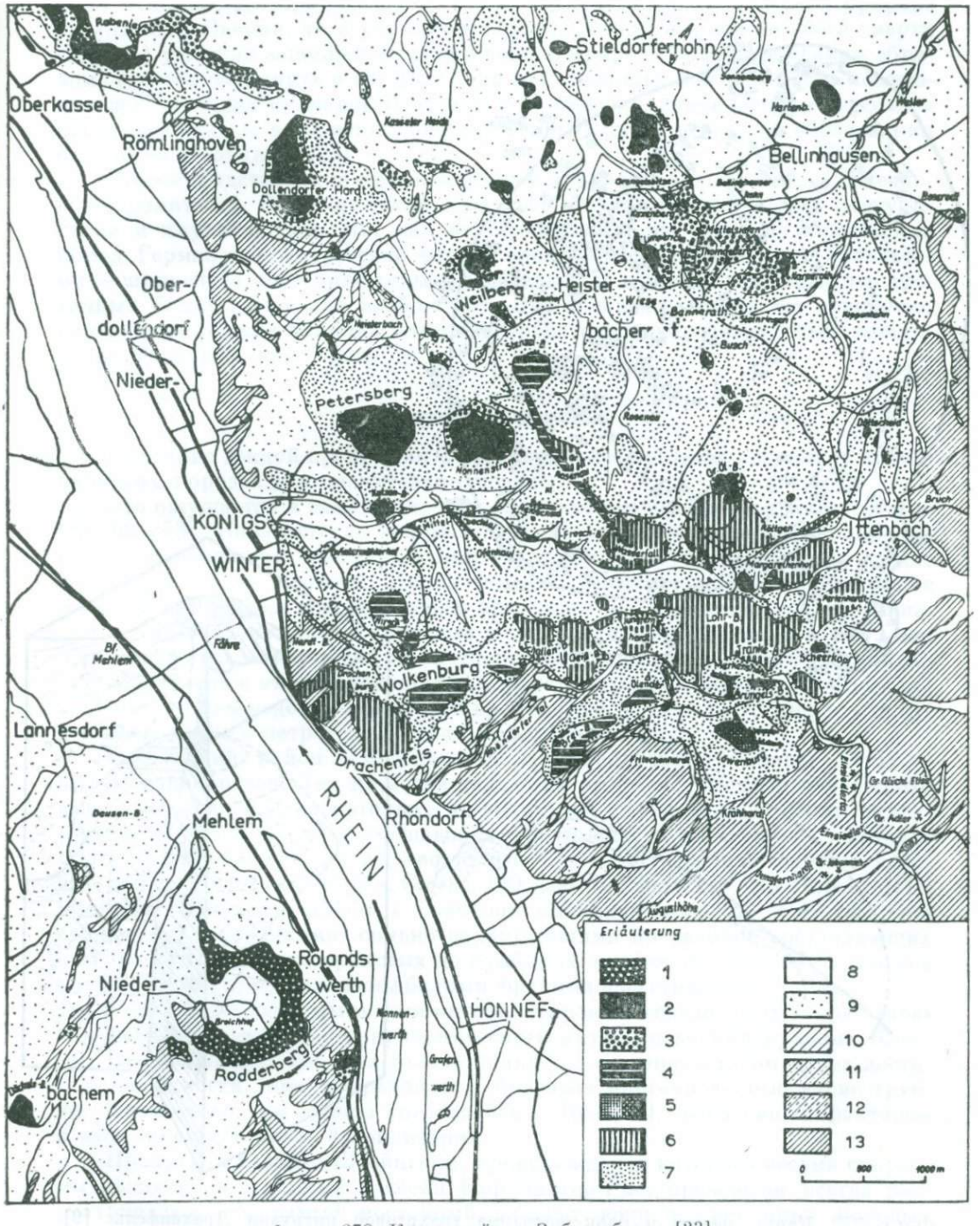
Заметим только, что эти комплексы складываются из множества отдельных центров извержения, в то время как отдельные лавовые потоки обычно имеют весьма небольшие размеры. Кроме того, здесь встречается множество некков, силлов и вообще «субвулканов» [9] (см. также работу Шенка [61], который ввел для таких интрузий новый термин «субфузия»). В общем это не плато-базальтовая область, в которой лавы составляют почти весь объем вулканических продуктов.

Я считаю это главной причиной, почему в Германии вулканическая природа базальтов столь долгое время была предметом научных споров.



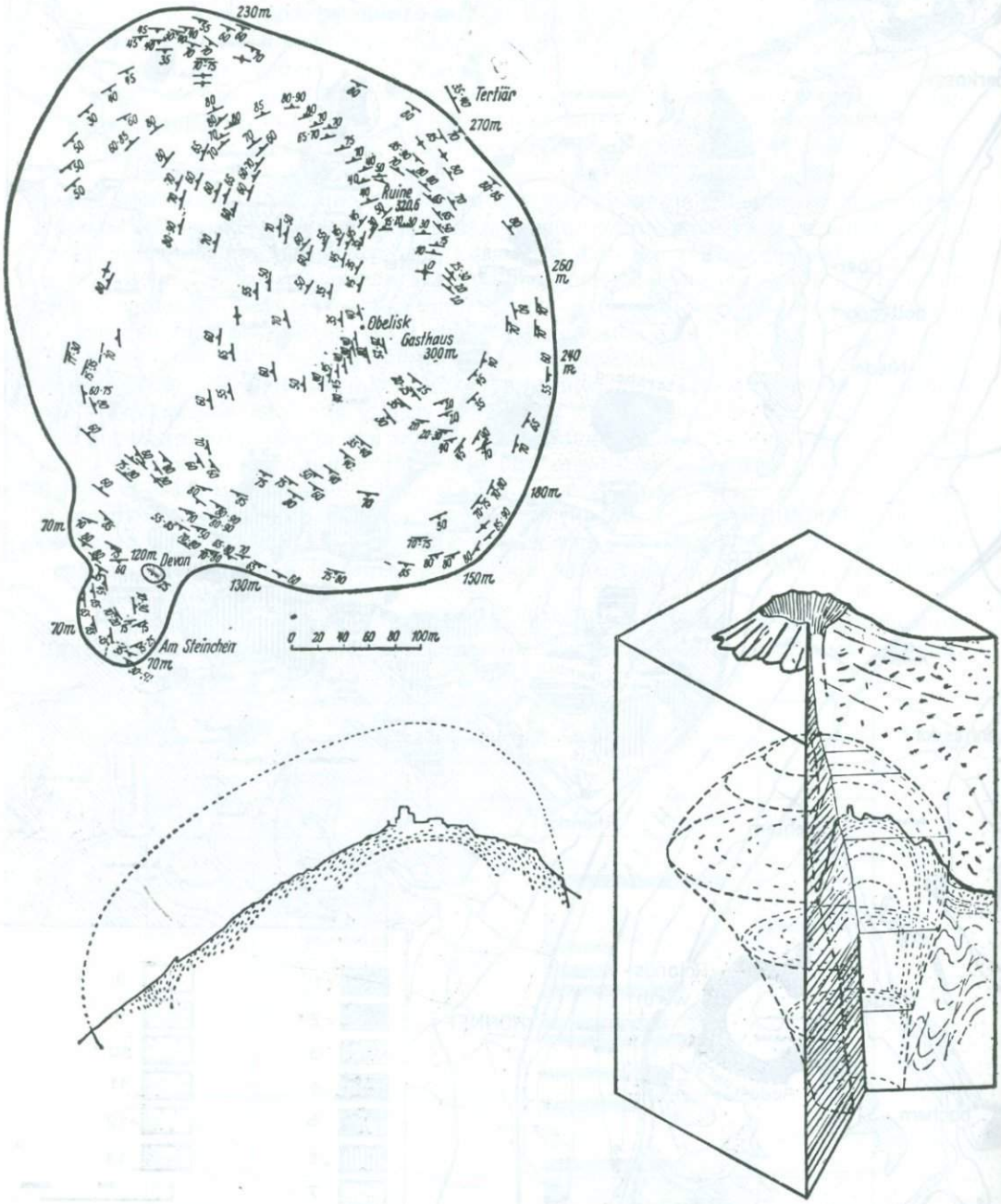
Ф и г. 277. Главные извержения вулкана озера Лаахер-Зе (по данным, полученным калий-аргоновым методом) [22].

I — стратиграфический возраст; II — возраст, определенный K/Ar-методом; III — вулканическая активность; IV — центры извержения; *1* — пемзовые туфы; *2* — базальтовые туфы и базальты; *3* — фонолитовые туфы и фонолиты.



Фиг. 278. Карта района Зибенгебирге [23].

1—7 — вулканические породы: *1* — тефритовые базальтовые туфы, *2* — щелочные базальты, *3* — базальтовые туфы, *4* — латиты, *5* — нефелиновые латиты, *6* — трахиты, *7* — трахитовые туфы; *8—13* — осадочные породы: *8* — современные отложения, *9* — плейстоценовые рейнские террасы, *10* — глинистые третичные отложения, *11* — песчаные третичные отложения, *12* — поствулканические третичные отложения, *13* — нижнедевонский фундамент Рейнских Сланцевых гор.



Ф и г. 279. Карта, разрез и блок-диаграмма трахитовой интрузии Драхенфельс [9].

Показаны линии течения вязкой магмы во время внедрения (упорядоченная ориентировка вкрапленников санидина). Приведенная на блок-диаграмме интерпретация древнего вулкана (как расположенного очень высоко над современной поверхностью) вызывает сомнения, поскольку такую разницу высотных отметок трудно объяснить эрозией. Более вероятно, что это некк или купол.

Если Николас Демаре уже в 1777 г. дал объяснение вулканической природе базальтов в Оверни, то в Германии Абраам Готлиб Вернер до своей смерти (1817 г.) успешно защищал теорию о водной природе базальтов. Таким образом, удается объяснить и тот факт, как мог Леопольд фон Бух после посещения действующих вулканов Италии и потухших вулканов Оверни разделять нептунистические воззрения своего учителя Вернера в вопросе образования базальтов Германии [24].

Позже представления о вулканической природе базальтов стали, конечно, общепринятыми. Здесь не место вдаваться в детали спора между нептунистами и плутонистами. Но, как ни странно, эта же черта вулканических пород Германии — отсутствие четкой связи между вулканами и базальтами — привела в последние годы Клюпфеля [35] к предположению, что третичных базальтовых лав вообще нет. Это обобщение столь же ошибочно, как и более ранняя попытка интерпретировать все субгоризонтально залегающие базальты как лавы.

Южная провинция

Описание южной провинции ФРГ будет более кратким, поскольку вулканических пород здесь значительно меньше.

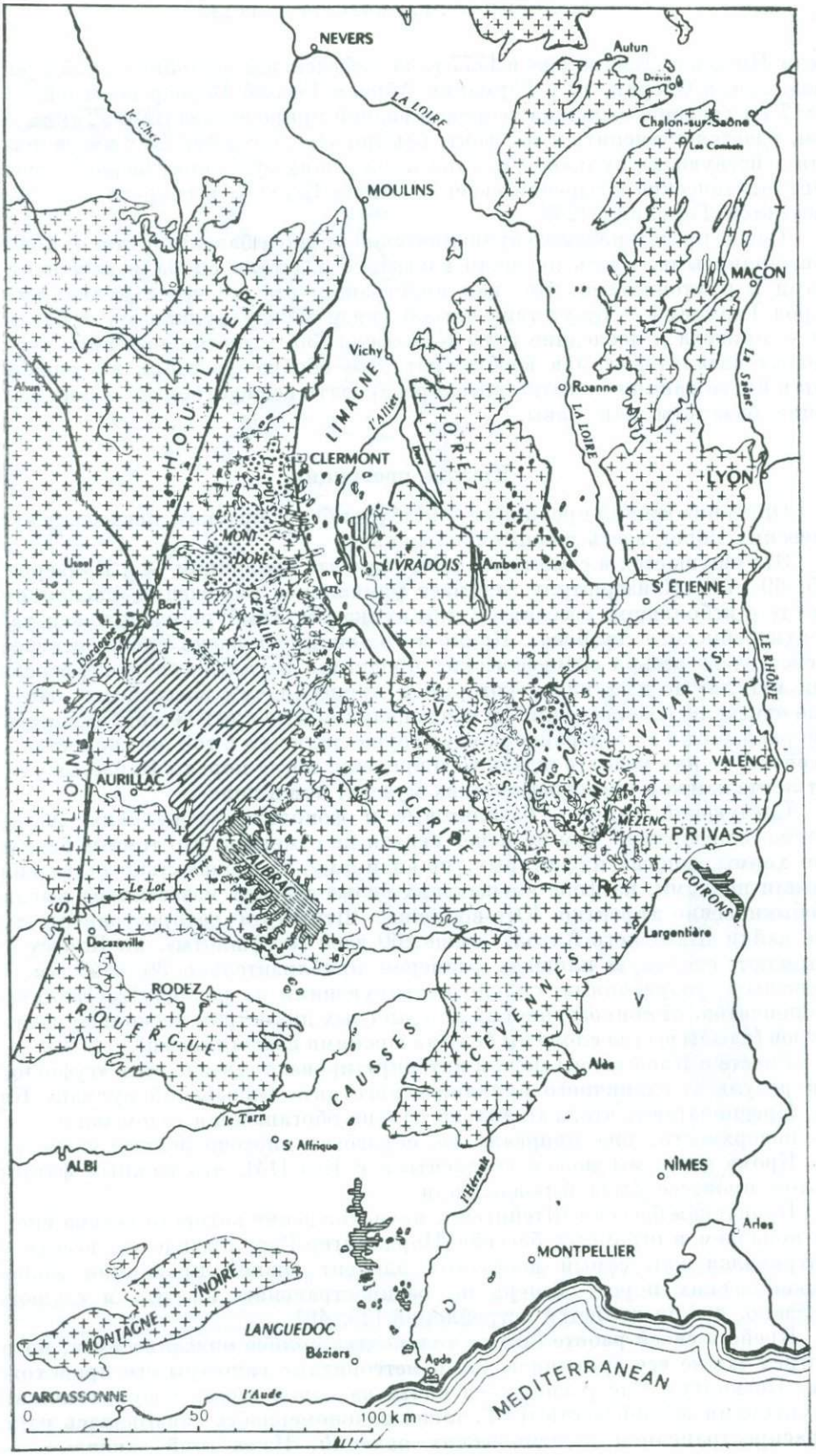
Это ощущается в самом западном элементе провинции — в Кайзерштуле [25, 69—73]. Кайзерштуль занимает уникальное положение, поскольку он вместе с небольшим, соседним с ним вулканом Лимбург расположен на дне Верхнерейнского грабена. Кроме того, он имеет очень сложное строение и состоит из весьма специфических продуктов магматической дифференциации и (или) ассимиляции, которые и принесли ему известность. Но, как уже отмечалось во введении, он почти целиком перекрыт лёссом. Если открытые разработки в этом районе будут осуществляться с той же скоростью, что и сейчас, то нам недолго ждать того времени, когда породы Кайзерштуля будет легче найти в петрографических музеях, чем в поле.

Следующий район — базальтовые и фонолитовые вулканы Хегау — весьма однообразен. Тем не менее нельзя не отметить, что темные базальтовые холмы, многие из которых, по-видимому, первоначально были силлами или некками, на фоне вмещающих белых юрских известняков выглядят необыкновенно эффектно. Юго-восточнее Штутгарта распространены туфовые дайки Швабского Альба. Свыше 160 даек («туфшлоты», по Клоосу [11]) занимают овальную площадь размером приблизительно 30 × 40 км. Они сложены туфобрекчиями, сильно варьирующими по размеру составляющих компонентов, от тонкозернистых до глыбовых диаметром несколько десятков метров (глыбы всегда сложены белыми юрскими известняками).

Вместе с Клоосом мы можем интерпретировать генезис этих «туфшлотов» как результат единичного вулканического акта («швабский вулкан» Клооса). Предполагают, что, как только сильно обогащенная газом магма достигла поверхности, она прорвала ее, образовав многочисленные узкие трубки. Кроме того, мы можем согласиться с Коэ [14], что важным фактором в этом процессе была флюидизация.

Пропуская бассейн Штейнгейм, происхождение которого весьма спорно, мы попадаем в огромный бассейн Нордлингер-Рис; прежде он всегда рассматривался как самый восточный элемент южной провинции молодых вулканических пород. Теперь по распространению коэсита и стишовита доказано, что он является астроблемой [65, 46].

Прейс в своей работе [46] не только дал полное описание Риса, но рассмотрел также все вулканические и метеоритные гипотезы его происхождения. Поскольку Рис расположен почти на одной линии с вулканическими структурами южной части ФРГ, такая закономерность связывалась раньше с распространением вулканических явлений. Из-за этой закономерности


NEVERS
Autun
Le Creusot
Chalon-sur-Saône
LA LOIRE
MOULINS
MACON
Vichy
LIMAGNE
Roanne
LA LOIRE
CLERMONT
LYON
MONT DORE
St ÉTIENNE
Ambert
Bort
CANTAL
AURILLAC
VELAY
VIVARAIS
LE RHÔNE
VALENCE
MARGERIDE
MEZENC
PRIVAS
AUBRAC
COIRONS
Le Lot
Largentière
Decazeville
RODEZ
ROUERGUE
CAUSSES
CEVENNES
Alès
le Tarn
St Affrique
ALBI
NÎMES
Arles
MONTPELLIER
MONTAGNE NOIRE
LANGUEDOC
Béziers
Agde
CARCASSONNE
l'Aude
MEDITERRANEAN
0
50
100 km

мы потеряли возможность усматривать в Рисе нечто другое, чем вулканическое явление. Но, как я полагаю, нам остается только упрекнуть метеорит в неучтивости, поскольку он упал в точке, в которой, возможно, располагался вулкан, и, более того, как раз в то время (поздний миоцен), когда вулканизм на территории южной части ФРГ был особенно активен.

ВНЕАЛЬПИЙСКИЕ МОЛОДЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ФРАНЦИИ

Здесь мы рассмотрим только главную провинцию, которая охватывает Центральный массив и область, расположенную к востоку от него. Вулканическая история Центрального массива недавно была рассмотрена в обзорах Брусса [6] и Юнга и Брусса [33], которые приводят также карты и библиографию.

Становой хребет провинции образует Овернь. С севера на юг здесь прослеживаются, во-первых, гряда мелких вулканов, охватывающая Шен-де-Пюи, вулкан центрального типа, Мон-Дор, базальтовые лавы плато Сезалье и, наконец, крупнейший из всех — вулкан центрального типа Канталь. Главным источником сведений о вулканических породах Оверни до сих пор остается работа Юнга [32].

Провинция Центрального массива, помимо Оверни, включает ряд более мелких районов. Самый крупный из них — район Веле. Другие районы представлены меньшим или большим числом отдельных вулканических структур или покровами базальтовых лав (фиг. 280).

Состав вулканических пород

Состав вулканических пород весьма изменчив, исключение составляют лишь лавовые покровы. Однако в пределах определенного района прослеживаются только одна или две разновидности пород [33]. Их химическая изменчивость выражена в параметре щелочности Юнга: $(K + Na/K + Na + Ca) \cdot 100$ относительно Si.

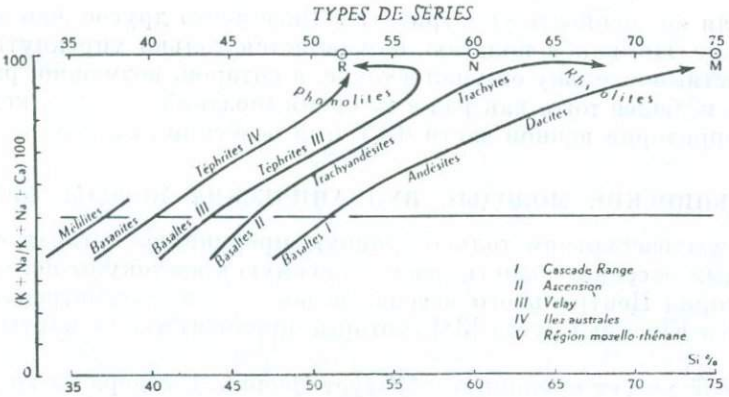
В выделенной Юнгом группе I, типовой областью для которой взяты Каскадные горы, базальты изменяются до риолитов через андезиты и дациты. В группе II (типовая область остров Вознесения) базальты изменяются до риолитов через трахиандезиты и трахиты. В других двух группах базальты и базаниты варьируют через тефриты до фонолитов (фиг. 281).

Ясно, что щелочность уменьшается от группы I к группе IV. Жаль только, что каждый выдающийся петрограф считает нужным изобретать свой собственный параметр. Это приводит нас, геологов, к необходимости пересчитывать, скажем, значения Ниггли для сопоставления их со значениями Юнга, или наоборот.

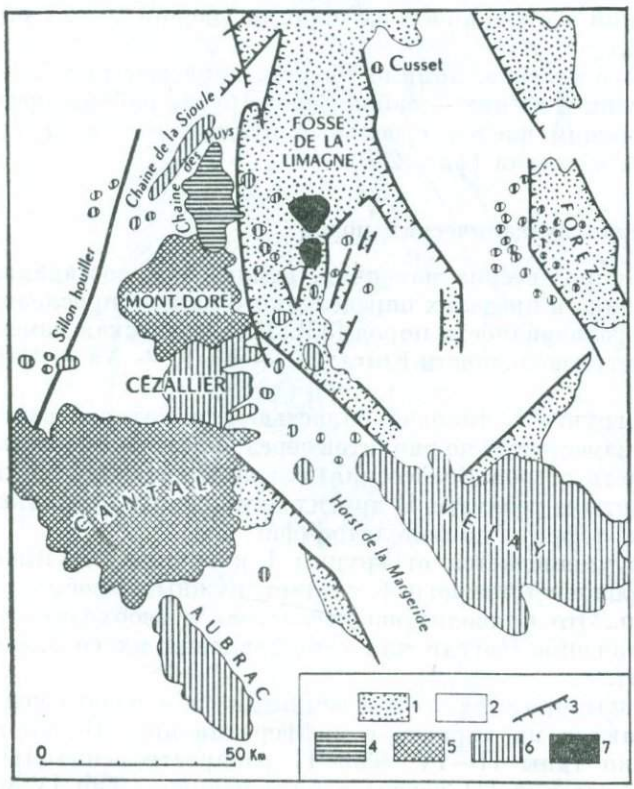
Тем не менее результаты представляются важными, ибо обнаружено, что разные районы отличаются по характеру дифференциации. В районе Оверни встречаются только типы II—IV. Тип II распространен только в Шен-де-Пюи, в то время как тип III развит в ряде районов. Тип IV мы наблюдаем только совместно с типом III и то лишь в небольшой части Лимани. Наконец, типы II и III наблюдаются совместно в вулканах Канталь и Мон-Дор. Оба они представлены более древними трахитами и более молодыми базальтами (фиг. 282).

Ф и г. 280. Карта провинции молодых вулканических пород Центрального массива, Франция [6].

Выделены следующие районы: вулканизм вдоль Угленосной борозды, цепь Сиуль (на северо-запад от Шен-де-Пюи), Шен-де-Пюи, Мон-Дор, Сезалье и Маржерид, Канталь, Обрак, Кос и Нижний Лангедок, Лиманъ, Форез, Веле, Куарон.



Ф и г. 281. Дифференциация различных вулканических областей в диаграмме щелочности Юнга [33].



Ф и г. 282. Схематическая карта различных типов молодых вулканических пород Оверни [33].

1 — третичный грабен; *2* — герцинский фундамент; *3* — разрывные нарушения; *4* — вулканические породы, сопровождающие дифференциацию типа II (см. фиг. 281); *5* — то же для типов II и III; *6* — то же для типа III; *7* — то же для типов III и IV.

Макровулканологические характеристики, которые использовали главным образом для разграничения различных районов этой вулканической провинции, отражены в химической дифференциации магмы. Конечно, указанные изменчивость и черты сходства чисто описательные. Линии на фиг. 281 отнюдь не указывают на то, что кислые породы на одном конце линии возникли за счет базальтовых пород другого конца линии в результате кристаллизационной дифференциации. Большой объем кислых пород в некоторых районах Оверни, вероятно, указывает на возможность существования по крайней мере двух магм: одной — кислой и анатектической и другой — базаль-

товой и ювенильной. Дифференциация пород в пределах данного района должна была бы в таком случае определяться в основном количественным соотношением этих магм. В то же время различия, обнаруживаемые между указанными районами, возможно, являются результатом первичных различий в составе земной коры в данном месте или вокруг него, которые, видимо, и отразились на составе анатектической магмы.

Овернь

Когда говорят о вулканизме Оверни, на ум всегда почему-то приходят прежде всего Шен-де-Пюи и Клермон-Ферран. Это объясняется, видимо, несколькими причинами. Во-первых, поскольку возраст этой цепи небольших вулканов датируется четвертичным временем, морфология конусов и кратеров и поверхность лав еще настолько хорошо сохранились, что кажется, будто вулканическая деятельность прекратилась лишь вчера. В 1646 г. Блез Паскаль проводил опыты со ртутным барометром сначала на шпилях одного из парижских соборов, а затем повторил их на Пюи-де-Дом. На примере Шен-де-Пюи Александр фон Гумбольдт убедил себя гораздо больше, чем на примерах действующих вулканов Италии, в том, что вулканизм, несомненно, проявлялся в более ранние геологические периоды и что, следовательно, нептуническая точка зрения его учителя Абраама Готлиба Вернера, хотя бы только для Франции, ошибочна.

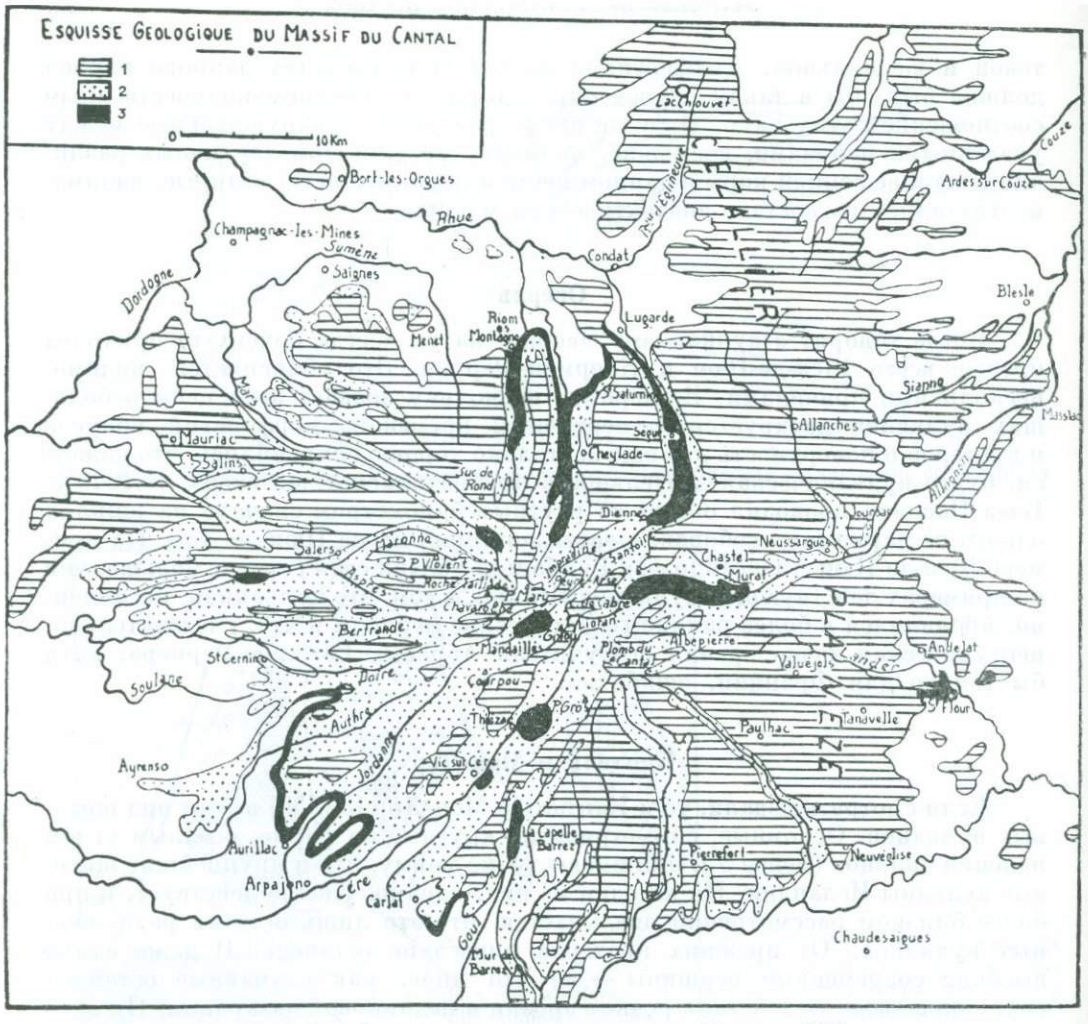
Канталь и Мон-Дор

Если смотреть издали, то и Канталь и Мон-Дор [32, 56] имеют вид щитовых вулканов. Огромные, симметричные, круглые по форме, с малым углом падения склонов (менее 5°), они имеют ту же форму, что и крупнейшие щитовые вулканы Исландии. Но ни один из них, однако, уже не действует, и при более близком рассмотрении оказывается, что это лишь остатки разрушенных вулканов. От прежних кратеров ничего не осталось. И даже самые высокие современные вершины — не что иное, как случайные останцы, сохранившиеся от действия речной эрозии и ледниковой экзарации. Ни одна из современных высочайших точек не связана с прежними центрами извержений.

Внешнее сходство со щитовым вулканом основано на том, что активность вулканов Канталь и Мон-Дор, если не считать небольших более поздних извержений, завершилась мощным излиянием в течение позднеплейстоценового и раннечетвертичного времени (виллафранк) базальтовых лав. Эти лавы погребли под собой все и вся, за исключением более молодых вулканических структур. При остывании лавовые покровы приобретали типичные для базальтовых лав небольшие углы наклона поверхности, и внешне вулканы действительно напоминают щитовые. Базальтовые лавы образуют теперь расположенные на больших высотах плодородные равнины с лугами.

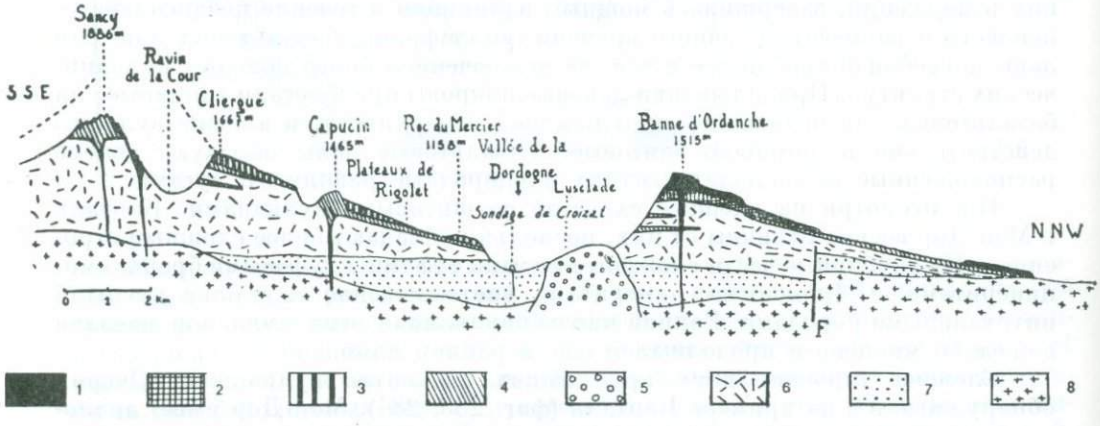
Но, несмотря на внешнее сходство со щитовыми вулканами, Канталь и Мон-Дор весьма отличны от них, поскольку обладают более сложным строением. Их глубинные части сложены кислыми туфами и туфовыми брекчиями, цинеритами и блоковыми цинеритами соответственно, а также кислыми интрузивными породами. Ранний кислый вулканизм этих вулканов начался в среднем миоцене и продолжался еще в раннем плиоцене.

Сложное строение двух крупнейших элементов вулканизма Оверни обнаруживается на примере Канталя (фиг. 283, 284). Мон-Дор имеет аналогичное строение, осложненное, однако, наложением более молодого вулканизма в хребте Шен-де-Пюи в районе Лимани и присутствием ряда более молодых мааров, которые «переформировали» рельеф базальтовых плато [6].



Ф и г. 283. Схематическая карта массива Канталь [32].

1 — плато-базальты, верхний плиоцен — виллафранк; *2* — глыбовые синериты нижнего плиоцена; *3* — тонкозернистые синериты миоцена. Внешний облик (сходство со щитовым вулканом) обусловлен развитием верхних базальтов. Радиальные зоны, столь напоминающие самые молодые лавовые потоки на вершине щитового вулкана, являются окнами подстилающих синеритов, образовавшимися в результате эрозии.



Ф и г. 284. Схематизированный разрез северо-западной части массива Канталь [32].

1 — базальты; *2* — орданшиты; *3* — андезиты; *4* — трахиты; *5* — риолиты; *6* — верхние синериты (2 на фиг. 283); *7* — нижние синериты (3 на фиг. 283); *8* — фундамент.

Необходимо сказать несколько слов о цинеритах. Прежде думали, что цинериты и блоковые цинериты имеют разный возраст, причем тонкозернистые цинериты считались более древними. Однако это не так, по крайней мере для массива Мон-Дор, где тонкозернистые цинериты встречаются на всех стратиграфических уровнях. Тонкозернистые цинериты образовывались при водном переносе (переотложенная тефра), в то время как блоковые цинериты являются брекчией лахаров. Совершенно очевидно, что брекчия образовалась в основном на более поздних этапах геологической истории — крутые конусы современных кислых вулканов давали необходимую потенциальную энергию для развития лахаров. Вулканизм здесь проявился на почти пенепленизированной поверхности, на которой никакие лахары образоваться уже не могли [59].

Шен-де-Пюи

Шен-де-Пюи состоит из множества (около сотни) небольших и мелких отдельных вулканов, «пюи» («puys»), или конусов (фиг. 285). Обычно они сложены шлаками, тогда как лавы, если они изливались, местами прорывали кору шлака. В таких случаях «пюи» становились «эгёле» (éguelé), или пастью, т. е. приобретали открытые жерла (фиг. 286). Более крупные шлаковые конусы возвышаются над окружающей равниной на 100—300 м; обычно они ниже. Состав вулканических продуктов колеблется во всех случаях от базальтов, трахиандезитов до трахитов. Они относятся ко второму типу дифференциации по Юнгу, образуя самый маленький щелочный район овернского вулканизма.

Один из конусов — Пюи-де-Дом — отличается своеобразием (фиг. 287). Возвышаясь над равниной более чем на 500 м и достигая высоты почти 1500 м, он на несколько сотен метров превышает размеры Шен-де-Пюи, поскольку Пюи-де-Дом сложен твердыми породами, а не шлаками. Это шток трахитов особого состава, так называемых домитов.

Весьма важной особенностью геологии района Шен-де-Пюи является его меридиональная ориентировка, отчетливо параллельная западному краевому разлому грабена Лиманъ, от которого он тем не менее отдален на 5 км, располагаясь дальше на запад. Непосредственно к краевому разлому приурочен только один вулкан — Пюи-де-Гравенуар, расположенный южнее Ройя.

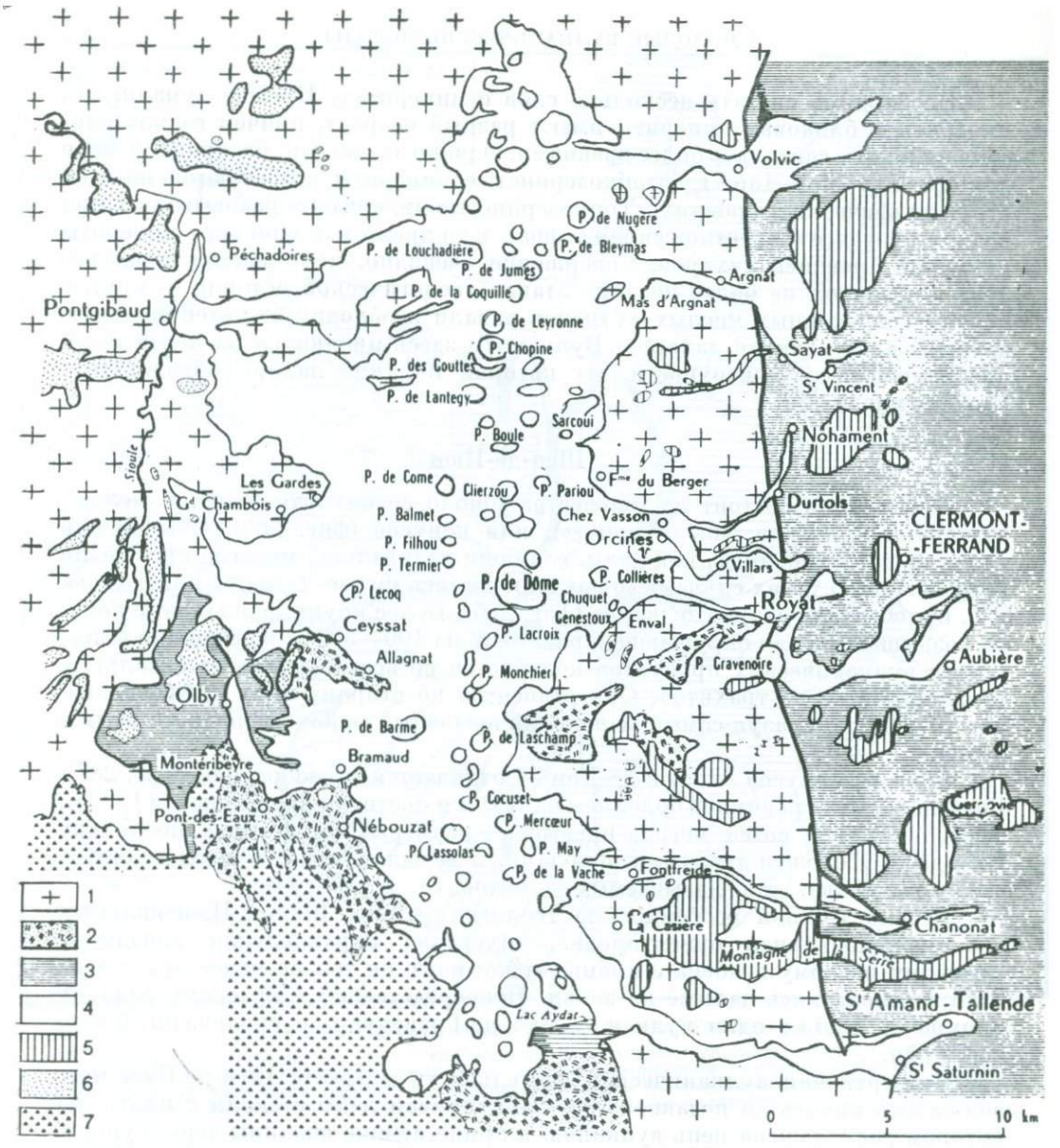
Четвертичная вулканическая деятельность в хребте Шен-де-Пюи продолжалась вплоть до недавнего времени, причем лавы стекали с плато, на котором расположена цепь вулканов, в прилегающие впадины через существующие речные долины. Лавовые потоки можно датировать по перекрытым ими речным террасам. Определение радиоуглеродным методом возраста опаленного лавой леса в Пюи-де-ла-Ваш и Пюи-де-Лассола (фиг. 288) дало значение 7650 ± 350 лет.

В глубоко врезанных речных долинах остывшие лавы образуют выпуклые поверхности, так что река, которая раньше меандрировала по дну долины, теперь отжата к одной стороне и течет вдоль борта долины (фиг. 289).

Итак, Шен-де-Пюи — прекрасная область для изучения вулканических явлений. Однако за дополнительными детальными данными мы отсылаем читателя к приведенной литературе.

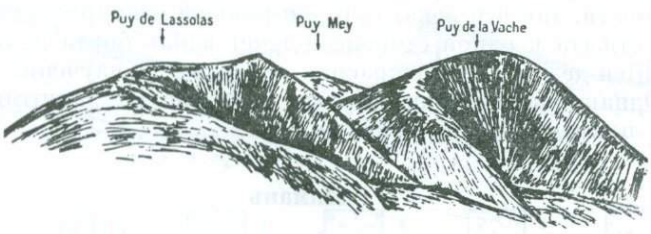
Лиманъ

Грабен Лиманъ заключает в себе множество мелких эруптивных центров, даек, силлов и лавовых потоков. Кроме того, здесь мы находим мощные туфовые слои, пепериты [41], а также несколько лавовых потоков огромной мощности.



Ф и г. 285. Карта горной цепи Шен-де-Пюи [6].

1 — кристаллические породы герцинского фундамента; *2* — палеозой герцинского фундамента; *3* — третичные отложения молодого грабена; *4* — Шен-де-Пюи; *5* — вулканизм Лимани; *6* — Шен-де-ла-Сиуль, или Малая Шен-де-Пюи; *7* — Мон-Дор.

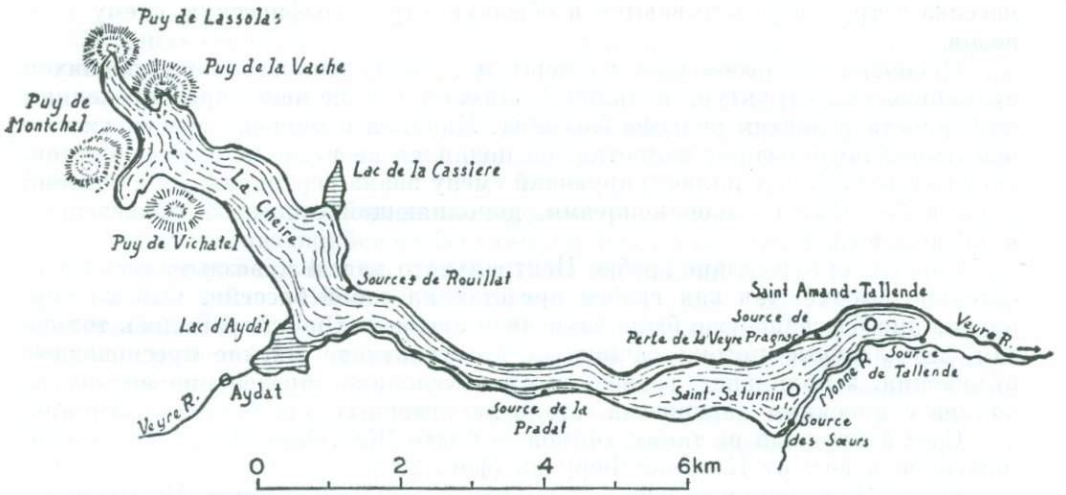


Ф и г. 286. Сдвоенные шлаковые конусы вулканов Пюи-де-Лассола и Пюи-де-ла-Ваш в южной части цепи Шен-де-Пюи [2].

Лава, изливавшаяся из этих кратеров, растекалась на расстояние свыше 20 км в бассейн Лиманъ (см. фиг. 288).



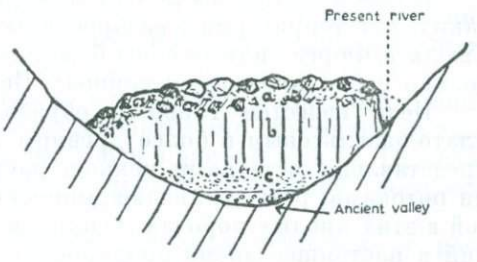
Ф и г. 287. Пюи-де-Дом, вид с юга [2].

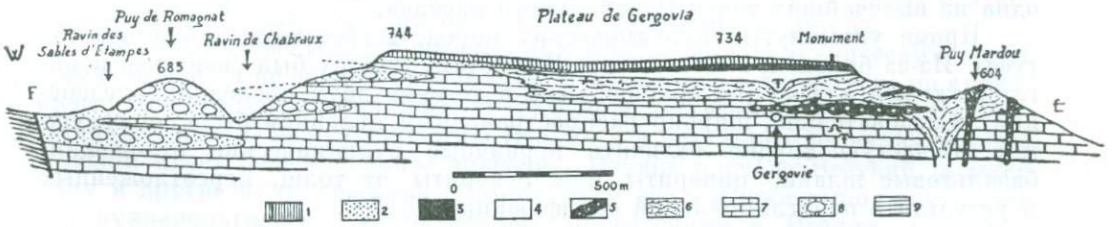


Ф и г. 288. Путь четвертичной лавы вулканов Пюи-де-Лассола и Пюи-де-ла-Ваш через долину реки Вейр в бассейн Лиманъ (в подпруженных лавой долинах притоков реки образовались озера Айдат и Кассьер) [32].

Ф и г. 289. Схематический разрез лавового потока, спускающегося с плато Шен-де-Пюи в прилежащий бассейн [32].

a — шлаковая лава; *b* — массивный или столбчатый базальт; *c* — тефрит; *d* — аллювиальные отложения.





Ф и г. 290. Разрез вдоль южного склона плато Жерговия к югу от Клермон-Феррана [41].

1, 2 — верхний бурдигал: *1* — верхний анальцимовый базальт, *2* — полевошпатовый песчаник; *3, 4* — нижний бурдигал: *3* — нижний анальцимовый базальт, *4* — мергели с *Melania escheri*; *5* — аквитанские интрузии оливиновых базальтов; *6—8* — верхний стампий: *6* — пепериты, *7* — мергелистые известняки с *Helix raymondi*, *8* — песчанистые известняки с *Phryganes*; *9* — нижний стампий, мергели с *Cypris* и *Potamides lamarcki*.

Наибольший интерес представляет современный рельеф, свидетельствующий о том, что вулканизм Лимани сравнительно древний. Он начался в позднем олигоцене и с перерывами продолжался вплоть до четвертичного времени.

Пульсирующая вулканическая деятельность в седиментационном бассейне Лиманъ позволяет датировать некоторые вулканические породы более точно. На этом основании Рош [54, 55] попытался датировать изменения магнитного поля Земли. Осложняющим моментом по-прежнему остается то, что пресноводные отложения в Лимани и других грабенах Центрального массива с трудом укладываются в обычную стратиграфическую схему кайнозоя.

Несмотря на небольшие размеры и малочисленность сохранившихся вулканических структур, вулканиты Лимани тем не менее предопределяют особенности развития рельефа бассейна. Начиная с миоцена грабен уже не испытывал погружения; напротив, он поднялся на несколько сотен метров. Это еще один пример, иллюстрирующий смену знака вертикальных движений коры в бассейне осадконакопления, дополняющий примеры, приведенные в предыдущей главе.

Горсты, окружающие грабен Центрального массива, воздымались относительно высоко, так как грабен представлял собой бассейн. Однако первичное дно бассейна уже было захвачено эрозией. Оно сохранилось только там, где лавовые потоки защищали подстилающие мягкие пресноводные отложения, заполнявшие грабен, что и обусловило образование множества холмов с плоскими вершинами, столь характерных для бассейна Лиманъ.

Самый крупный из таких холмов — плато Жерговия (фиг. 280), расположенное к югу от Клермон-Феррана (фиг. 290).

Плато Жерговия известно больше как историческое место. На его склонах Юлий Цезарь в 52 г. до н. э. потерпел поражение от галлов.

Район Веле

В своем обзоре мы не будем останавливаться на более мелких районах, таких, как территории с разбросанными небольшими единичными вулканами Сьюль и Форез, или районы базальтовых плато Цезалье и Обрак. Скажем только несколько слов о районах Веле и Кос.

Веле известен главным образом контрастами между более молодым плато-базальтовым и более древним фонолитовым вулканизмом. Фонолиты представлены остатками некков, даек и короткими маломощными лавовыми потоками, резко отличающимися своей текстурой течения, хорошо развитой в этих кислых породах. Однако все три группы вулканических образований в настоящее время эродированы до более или мене округлых холмов, выступающих над вмещающими породами. Самым высоким и самым крупным из них является Мезенк, расположенный в восточной части района; это одна из высочайших точек Центрального массива.

Кроме упомянутых вулканических пород, встречаются также кислые туфы. Из-за большой высоты плато Веле этому району был свойствен перигляциальный климат (по крайней мере в течение двух последних оледенений). Следовательно, широко распространенным явлением была солифлюкция. Зачастую трудно отличить первичные вулканические отложения, базальтовые шлаки, цинериты или пепериты от толщ, переотложенных в результате перигляциальной солифлюкции [4, 60].

Кос и Лангедок

Этот вулканический район представлен одной трещиной, вытянутой в меридиональном направлении почти на 150 км [27]. Однако рельеф его весьма изменчив: это небольшие центры базальтовых извержений на поверх-

ности мезозойских известняков Кос, располагающихся на высоте около 1 км, и крупный вулкан Агд на берегу Средиземного моря.

Вулканические породы представлены здесь главным образом базальтами и связанными с ними образованиями, хотя встречаются также и туфы. Вблизи Средиземного моря в результате переотложения реками или морскими течениями они могли развиваться в туффиты [34].

ВНУТРИАЛЬПИЙСКИЕ МОЛОДЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

За исключением нескольких небольших вулканических центров, расположенных далеко на севере, все внутриальпийские молодые вулканические породы Западной Европы мы находим на Апеннинском полуострове и на островах к западу от него. Из северных районов наиболее известны Лигурийская провинция на юго-востоке Франции (фиг. 273) и район северо-западнее Венеции [43, 44].

В северной части Апеннинского полуострова выделяется ряд потухших вулканов, протягивающийся от Тосканы в район южнее Рима (мы объединяем их в Римский район). Южнее следует Неаполитанский район, главными элементами которого являются действующий Везувий, потухшие вулканы Флегрейских Полей и острова Искья. Южнее Неаполитанского района вулканическая деятельность прерывается. Вновь ее можно проследить на Липарских (Эоловых) островах и далее в районе Этны и Иблеи в восточной части Сицилии. Затем вулканизм снова проявляется, видимо, только на небольшом острове Пантеллерия, расположенном между Сицилией и Африкой (фиг. 271, 291).

Литература по вулканическим породам Италии обширна, но обрывочна и, кроме того, в основном написана на итальянском языке. В частности, она включает древнейшую вулканологическую работу — описание 79-го извержения Везувия Плинием младшим.

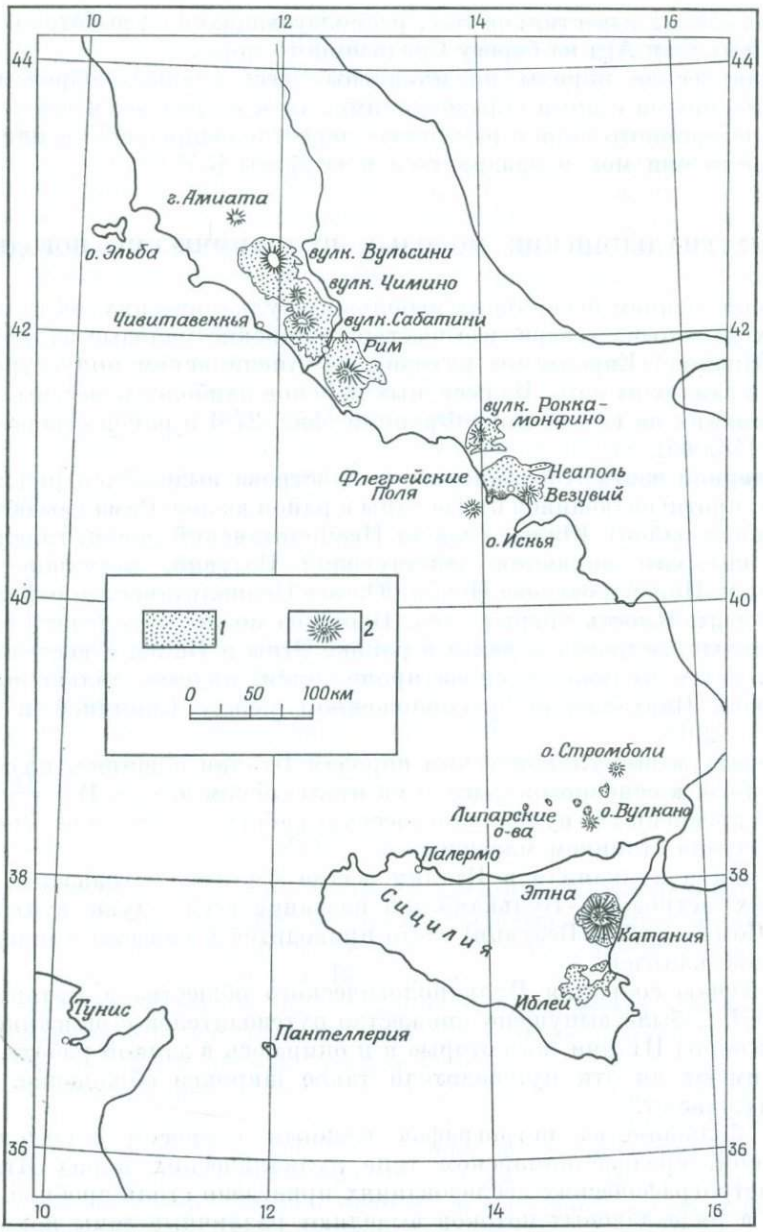
История и вулканизм в Италии всегда были тесно связаны. Один из Липарских островов — Вулькано дал название всей науке вулканологии, а Монте-Сомма (район Везувия) часто приводится в качестве типичного примера валов кальдер.

По случаю собрания Вулканологического общества в Катании (Сицилия) в 1961 г. было выпущено множество путеводителей с описанием вулканических пород Италии, на которые я и опираюсь в данной работе. Не знаю только, имеют ли эти путеводители такое широкое обращение, которого они заслуживают.

Для большинства петрографов главным вопросом остается вопрос о щелочном, средиземноморском типе вулканических пород Италии. Во многих петрографических исследованиях приведено столь дробное расчленение, что в ряде лавовых потоков выделяют различные типы пород в зависимости от того, расположены они вблизи или вдали от кратера.

Те, кто интересуется генетическими проблемами вулканических пород и вулканизма, а не одними описаниями, считают, что в литературе по вулканическим породам Италии доминирует одно-единственное имя — А. Ритман. Влияние Ритмана на вулканологию Италии и в результате на вулканологию в целом имеет первостепенное значение. Изучив вначале Везувий, а затем Этну и другие вулканические области, он и его ученики выполнили почти все вулканологические исследования, проведенные в Италии. Основные положения Ритмана изложены в его работе «Вулканы и их деятельность» [53], поэтому я ограничусь только несколькими чисто описательными замечаниями.

Но прежде несколько слов более общего характера: во-первых, о большом влиянии идей Ритмана на вулканологию и, во-вторых, о некоторых



Фиг. 291. Схематическая карта молодых вулканических пород средней и южной Италии.
1 — вулканические породы; *2* — вулканы, потухшие и действующие.

противоречиях в вопросе о способе образования некоторых вулканических пород, в частности игнимбритов и хиалокластитов.

На примере вулканов Монте-Сомма и Везувия Ритман показал, как со временем мог постепенно изменяться состав вулканических продуктов одного вулканического центра. Эти изменения, возможно, обусловлены осуществлявшейся в ходе магматической эволюции ассимиляцией магмой вещества перекрывающей мощной карбонатной толщи альпийского триаса [48]. Теперь нам понятно, почему небольшой вулкан мог оставаться по своему химизму более средиземноморским, чем большой вулкан, такой, как Этна. Магмы,

имевшиеся в значительном объеме, ассимилировали из окружающей коры относительно меньше вещества, чем магмы, имевшиеся в меньшем количестве, так что последние имеют, как правило, больше возможностей стать более контаминированными.

В этой связи необходимо напомнить, что Ритман всегда указывал на то, что большинство вулканических пород из-за содержания в них фенокристаллов, дают весьма искаженную картину химического состава, потому что более легкие элементы имеют тенденцию концентрироваться в стекловатой массе. Для всех пород, которые изучены только петрографически, Ритман предлагает ввести приставку «фено» (например, фенобазальты или феноандезиты).

Идеи об эволюции магмы в процессе ассимиляции, выдвинутые Ритманом, теперь общепризнаны, чего нельзя сказать о двух других более новых проблемах — проблеме генезиса некоторых туфов, носящих название игнимбритов, и некоторых брекчий, названных хиалокластитами. Симпозиум в Катании в 1961 г. почти целиком был посвящен этим двум проблемам (см. «Bulletin volcanologique», 25, 1963).

Мы уже коснулись проблемы игнимбритов в гл. 3, в обзоре пермских вулканических пород грабена Осло. Теперь она снова выдвинута на повестку дня в связи с молодыми вулканическими породами Италии. Пепловые потоки, или игнимбриты, должны быть спекшимися, чтобы петрограф мог воспринять их как таковые. В то же время для полевого геолога определяющими характеристиками являются массивная, однородная текстура, отсутствие слоистости за счет сортировки ветром, отсутствие вулканических бомб, которые характеризуют туфы, выпавшие из атмосферы, а также отсутствие хорошо развитых искривленных тонких прослоев, обусловленных флюидальной структурой вязкой лавы [67].

Таким образом, на примере Монте-Амиата Ритман [52] описал игнимбриты и реоигнимбриты, которые многие полевые геологи рассматривали как обычные риолитовые лавы. В то же время на примере других вулканов, расположенных к северу от Рима, показано, что массивные и протяженные пепловые потоки, стекая, заполняли собой бывшие долины; именно эти образования полевые геологи считают игнимбритами [58]. Однако петрографы не воспринимают их таковыми из-за того, что они неспекшиеся.

В Италии найдены почти все переходы между лавовыми потоками, пепловыми потоками и туфами, выпавшими из атмосферы. Можно надеяться, что когда-нибудь удастся провести такое подразделение на более прочной основе. Тщательные исследования, сочетающие в себе результаты полевого картирования и петрографический анализ, такие, как исследования, недавно проведенные Локарди и Митемперхером [37] и Локарди [36], в итоге, видимо, позволят решить эту проблему. Пока же она еще весьма спорна.

Хиалокластиты, по определению, принятому на симпозиуме в Катании в 1961 г., являются подводными мелководными отложениями. Если принять для них в качестве типичного района Иблеи, Сицилия [7], то оказывается, что они представляют собой грубозернистые обломочные породы. Они содержат большие, округлые или эллипсоидальные включения, которые можно было бы назвать вулканическими бомбами, если забыть о том, что они никогда не взлетали в воздух, как следовало бы бомбам.

Округлые включения от одного до нескольких дециметров в диаметре характеризуются наличием толстой стеклянной корки. Она похожа, хотя и не такая мощная, на корки, находимые в точно диагностированной субгляциальной палагонитовой брекчии Исландии. Такие толстые корки указывают на быстрое охлаждение, соответствующее условиям подводных извержений. Однако известно множество переходных типов. Как всегда в таких случаях, на повестке дня появляются проблемы классификации и семантики [18].

Римский район

Этот район заключает четыре больших вулкана к северу от Рима, один крупный вулкан южнее Рима и несколько мелких вулканических площадей, сопровождающих главную цепь на западе. Самыми крупными в пределах последних являются вулкан Сан-Винченцо [3] на запад от Монте-Амиата и вулкан Тольфа на северо-запад от вулкана Сабатини. Несмотря на их большое значение, поскольку они древнее главной цепи и имеют к тому же иной состав, в нашем обзоре они рассматриваться не будут.

Самый северный вулкан Римского района — Монте-Амиата еще сохранил свою правильную конусообразную форму. Все остальные вулканы пребывают в более или менее выраженной кальдерной фазе. Они заняты озерами, более широко известными, чем сами вулканы. К сожалению, названия вулканов и их кратерных озер не одинаковы, поэтому в табл. 20 дано их сопоставление.

Таблица 20

Наименования потухших вулканов и соответствующих им кратерных озер в Римском вулканическом районе

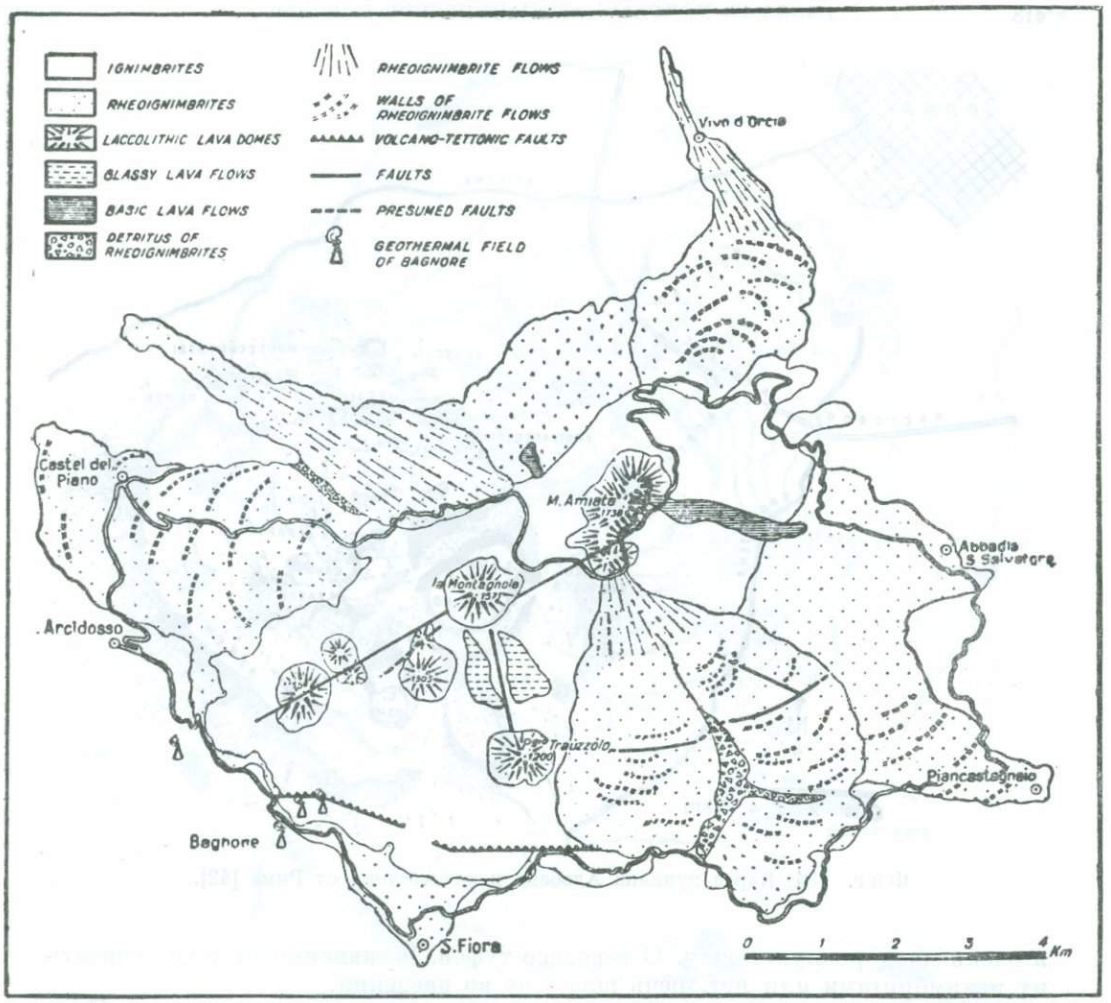
Вулканы	Кратерные озера
Монте-Амиата	
Вулкан Вульсини	Озеро Больсена
Вулкан Чимино	Озеро Вико
Вулкан Сабатини	Озеро Браччано
Вулкан Латиа	Озера Альбано и Неми

Вулкан Монте-Амиата [45, 38], несмотря на то что топографически он образует одиночный конус, осложнен рядом отдельных центров извержений (фиг. 292). Из-за догматического положения, согласно которому игнимбриты образуются при трещинных извержениях, Ритман, полагающий, что часть Монте-Амиата покрыта игнимбритами, утверждает, что вулкан сформировался именно при трещинном извержении. Судя по карте, показанной на фиг. 292, такое утверждение воспринимается лишь с большим трудом.

Более важными с общей точки зрения являются крутые валы «лавы», в которой наблюдается субвертикальная или сильно искривленная текстура течения. Валы, иногда превышающие в длину 10 км (фиг. 292), названы Ритманом реоигнимбритовыми валами. Они интерпретируются как образования, сложенные материалом пепловых потоков, остановившихся после извержения и расплавившихся в нижней своей части за счет собственного тепла. Благодаря крутым склонам, на которых эти предполагаемые пепловые потоки начинали остывать, расплавленное основание под действием силы тяжести становилось подвижным и взламывало верхнюю часть собственного пеплового потока. Верхняя часть не плавилась и сохраняла свой туфобрекчиевый характер. Затем псевдолава застывала в виде «валов». Однако другие геологи рассматривают валы как фронтальные части обычных вязких первичных лавовых потоков.

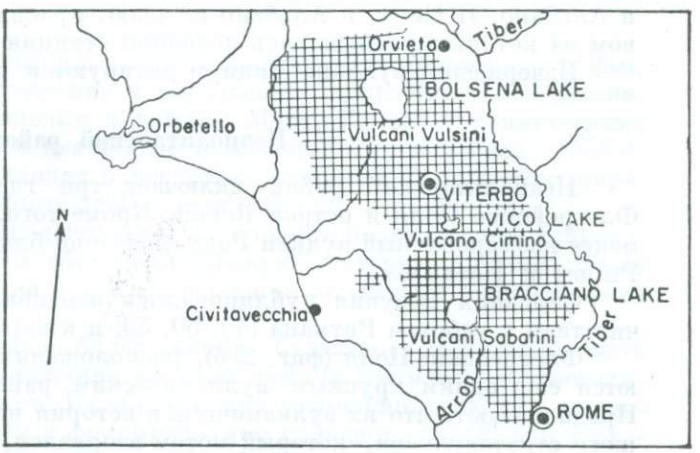
Три других вулкана севернее Рима (фиг. 293) очень сходны между собой тем, что все они вмещают кратерные озера, которые, видимо, указывают на опускание кальдеры. Современных описаний этих вулканов нет.

Все три вулкана окружены протяженными туфовыми потоками. Они используются как строительный камень, а при выветривании превращаются

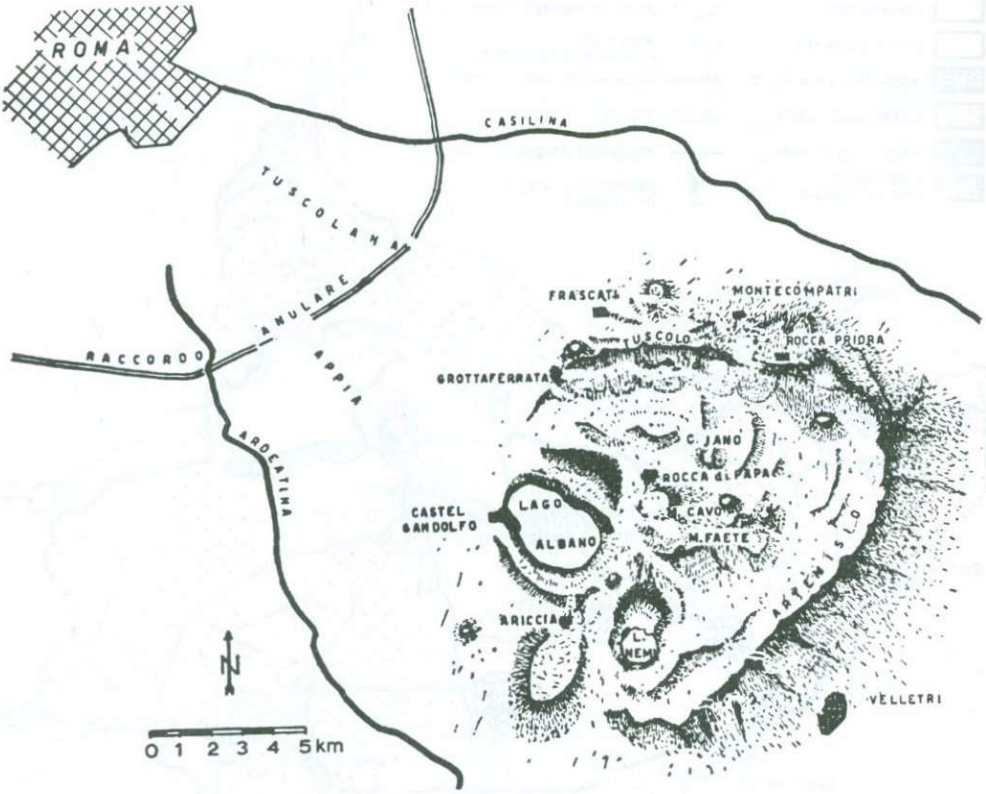


Ф и г. 292. Карта горы Монте-Амиата [45].

Показано положение валов, представляющих, по Ритману, реоигнимбриты.
Условные обозначения (сверху вниз): игнимбриты; реоигнимбриты; купола лакколитовой лавы; потоки стекловатой лавы; потоки лавы основного состава; обломки реоигнимбрита; потоки реоигнимбритов; валы в потоках реоигнимбритов; тектоно-вулканические разломы; разломы; предполагаемые разломы; геотермальное поле Баньор.



Ф и г. 293. Карта трех крупных вулканов в районе севернее Рима с окружающими вулканами и кратерными озерами [42].



Фиг. 294. Карта вулкана Альбано к юго-востоку от Рима [42].

в очень плодородную почву. О генезисе туфов, независимо от того, считать их игнимбритами или нет, речь шла уже во введении.

Расположенный к югу от Рима вулкан Лациум, называемый также Колли-Альбано, является значительно более крупной структурой, чем вулканы к северу от Рима. Его внешняя кромка представляет собой подковообразный остаток старого кратерного вала диаметром около 10 км. Этот выгнутый вал называется Тусколо на севере и Артемизио на юге (фиг. 294).

Внутри кальдеры сформировались три новых вулкана — Неми, Аричча и Альбано. И Неми, и Альбано вмещают красивые кратерные озера, в первом из которых размещалась лодочная станция императора Нерона.

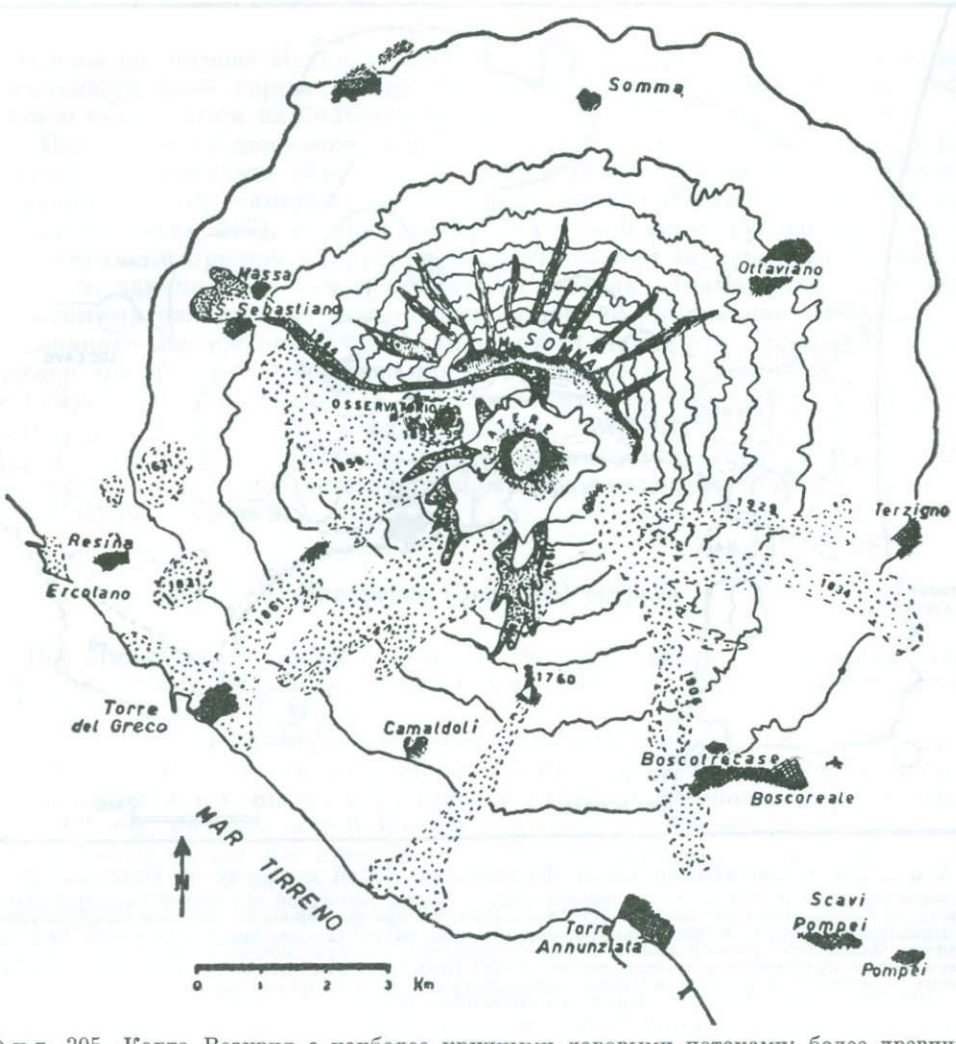
Извержения вулкана Лациум датируются плейстоценом (рис и вюрм).

Неаполитанский район

Неаполитанский район включает три главные единицы — Везувий, Флегрейские Поля и остров Искья. Кроме того, сюда относится более или менее изолированный вулкан Роккамонфино, близ Гаэты, на полпути между Римом и Неаполем.

Описания Везувия публиковались неоднократно, так что я отсылаю читателя к работам Ритмана [49, 50, 53] и к карте на фиг. 295.

Флегрейские Поля (фиг. 296), расположенные западнее Неаполя, являются еще одним крупным вулканическим районом на материке [28, 50]. Предполагают, что их вулканическая история началась с образования большого стратовулкана, который потом взорвался, образовав кальдеру диаметром 14 км. В результате сформировались серые трахитовые туфы. Затем



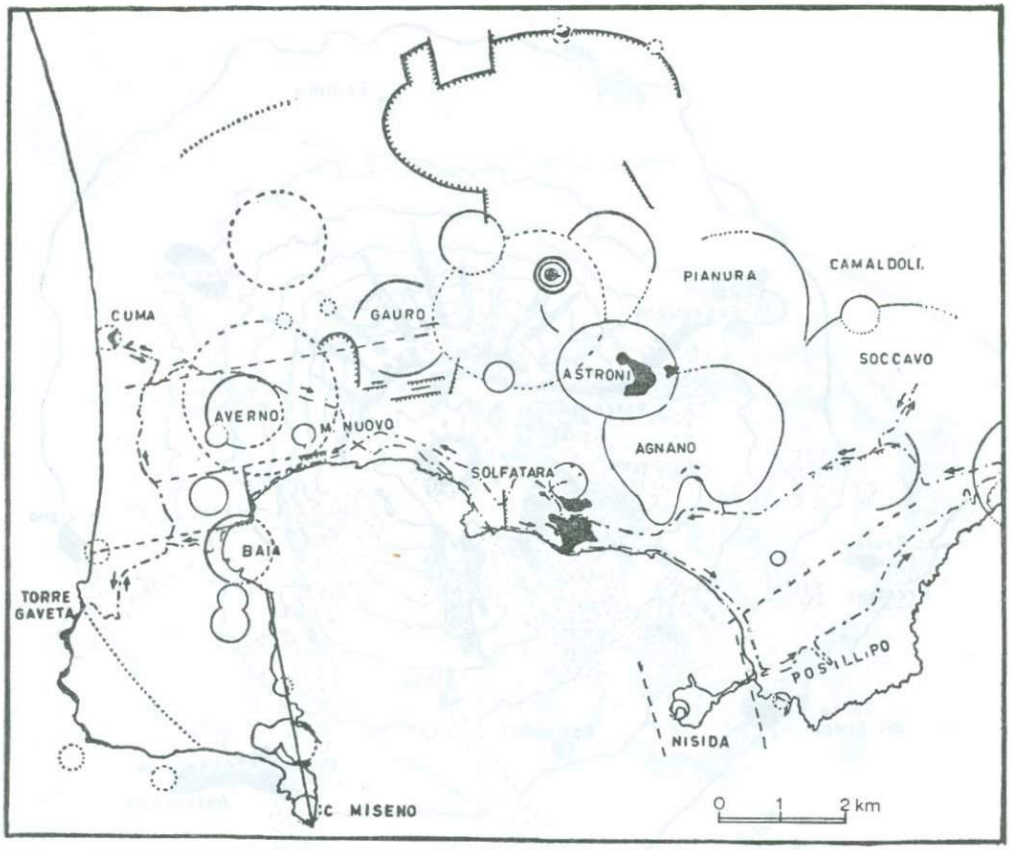
Ф и г. 295. Карта Везувия с наиболее крупными лавовыми потоками: более древними (редкие точки) и образованными во время извержения 1944 г. (частые точки) [16].

Резина — современный город, построенный на месте древнего Геркуланума. Во время извержения 79 г. Геркуланум был покрыт лахарами (грязевыми потоками), а Помпея — пеплом и пемзой. Монте-Сомма к северу и к востоку от современного кратера — не что иное, как часть склона древней кальдеры.

последовали другие извержения, давшие желтые «неаполитанские туфы», после чего произошли погружение и образование кальдеры. Эти вулканические конусы — самые молодые в районе; Монте-Нуова, предшественник Парикутина, возник всего за два дня до исторического извержения 1538 г. В Неаполитанский район входят и несколько островов Тирренского моря. Самые крупные из них — Монте-ди-Прочида и Искья.

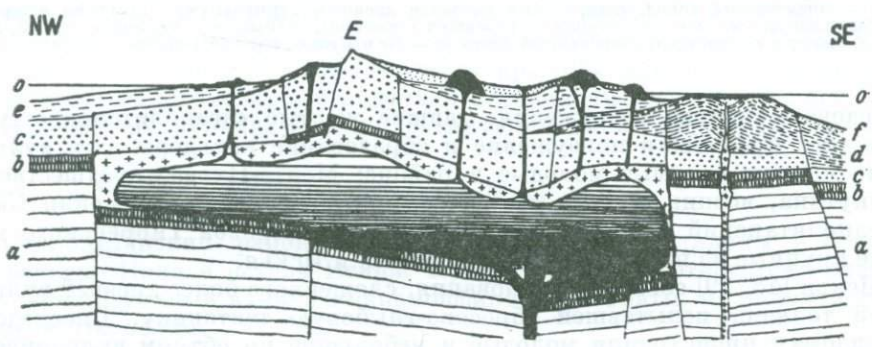
Искья [48, 29] состоит из основания, сложенного более древней вулканической толщей, испытавшей сбросово-глыбовую тектонику. Впоследствии по разломам происходили молодые и небольшие по объему вулканические извержения.

Если не считать несколько более древних базальтов, то большая часть древнего вулканического основания сложена туфами Эпомео — зеленоватыми, массивными игнимбритами. Их образование, возможно, связано с каким-то интенсивным извержением и формированием кальдеры, такой, как у вулкана Арчифлегреус. Однако ни какого-либо раннего стратовулкана, ни



Ф и г. 296. Схематическая карта Флегрейских Полей к западу от Неаполя [28].

Лавовые купола и потоки показаны черным, туфы — белым. Кольцевой вал первой кальдеры диаметром 14 км был разрушен при последующих извержениях и при формировании молодой кальдеры (вблизи Камальдоли). Многие молодые конусы, которые ныне маркируют дно древней кальдеры, показаны овалами. Залив Бая, образовавшийся в ходе последующего погружения, по крайней мере частично, имеет тектоно-вулканическое происхождение. Город Поццуоли, по имени которого назван природный цемент — пуццолан и в котором Чарльз Лайель изучал колебания уровня моря, расположен на лаве к югу от вулкана Сольфатара.



Ф и г. 297. Поперечный разрез острова Искья [53].

E — Монте-Эпомео, высочайшая точка и высочайший тектонический блок горста Искья; *a* — осадочное основание; *b* — базальты и трахибазальты; *c* — зеленые трахитовые туфы Эпомео; *d* — трахиты вулкана Секка-д'Искья; *e* — молодые трахитовые туфы.

кальдеры на острове Искья не известно. Монте-Эпомео — не что иное, как высочайший блок горста Искья, где, следовательно, более древние туфы Эпомео обнажаются на больших площадях (фиг. 297).

Последующие движения, в результате которых прекратилось оседание кальдеры и началось образование горста Искья, связываются Ритманом с магматической камерой, заполненной гипотетически легкой трахитовой магмой (фиг. 297), которая придавала земной коре определенную плавучесть. По этой причине структуру Искья называют «вулкано-тектоническим горстом», однако связь между вулканическими явлениями и тектоническими движениями значительно менее очевидна, чем формирование кальдеры после главного извержения. Образование горста Искья представляет еще один пример «поднятия — раскалывания — вулканизма», при котором вулканическая активность следует за тектоническими сбросово-глыбовыми движениями, а не наоборот. Необходимо, однако, отметить, что объем вулканического материала, поступавшего после разломообразования, в действительности невелик и не соответствует тем размерам магматической камеры, которые указывал Ритман.

Липарские (Эоловые) острова

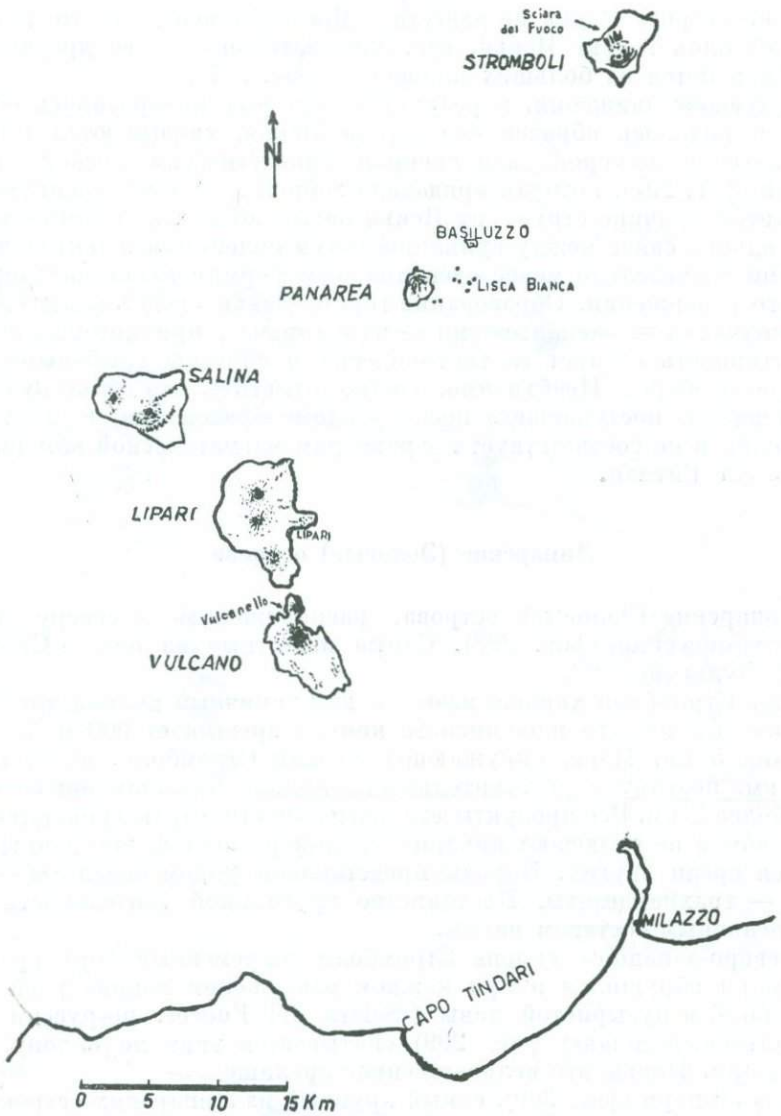
Все Липарские (Эоловые) острова, расположенные к северу от Сицилии, — вулканические (фиг. 298). Самые известные из них — Стромболи, Липари и Вулькано [31].

Вулкан Стромболи хорошо известен как типичный вулкан длительного извержения. Высота его живописного конуса превышает 900 м, а диаметр в основании 5 км. Море, окружающее вулкан Стромболи, имеет глубину свыше 1 км, поэтому в действительности вулкан представляет собой гору высотой более 2 км. Все продукты его деятельности характеризуются основным составом и не включают никаких кислых разностей, чем данный район выделяется среди других. Породы представлены рядом базальты — трахибазальты — трахиандезиты. Постоянство эруптивной деятельности связывается с основным составом магмы.

На северо-западном склоне Стромболи современный борт кратера со стороны моря обрушился и при каждом извержении лавина раскаленных докрасна бомб и пузыристой лавы («Sciara del Fuoco», по-русски «огненный базальтовый шлак»; фиг. 299) скатывается вниз по склону, иногда достигая моря. Ночью это величественное зрелище.

Остров Липари (фиг. 300), самый крупный из Липарских островов, имеет значительно более сложную историю, чем Стромболи, хотя его вулканическая деятельность также целиком относится к четвертичному времени. Формирование острова началось с извержения туфов и лав базальтового и андезитового состава, сопоставляемых с современными продуктами извержения Стромболи. Только после начального основного влуканизма происходило извержение тех кислых пород, которым остров обязан своим названием. Они представлены риолитовыми лавовыми потоками и мощными толщами пемзовых туфов.

Риолитовые лавовые потоки — небольшие, короткие и мощные, с очень крутым передним краем, содержат различные количества обсидиана, который часто является преобладающим компонентом. Благодаря своей чрезвычайно развитой флюидальной структуре они могут служить типичным примером вязкого лавового потока и составляют резкий контраст с пепловыми потоками аналогичного состава, которые значительно мощнее и обладают однородной текстурой последних с крайне слабыми субпараллельными линиями течения, что служит свидетельством их чрезвычайной текучести.

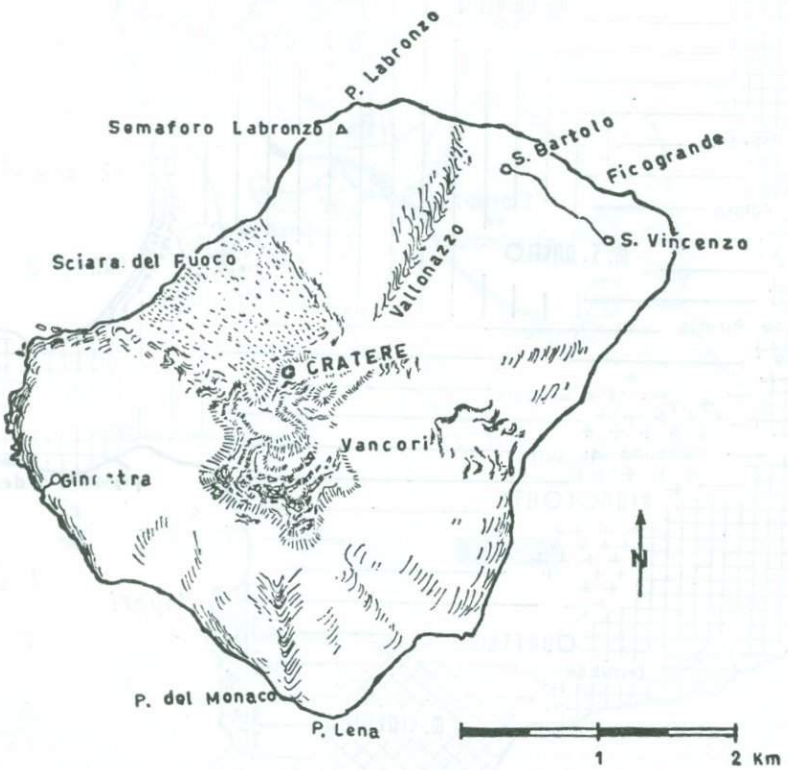


Ф и г. 298. Схематическая карта Липарских (Эоловых) островов [19].

Пемза, покрывающая северо-восточную часть острова, интенсивно разрабатывается и транспортируется на грузовых судах в Пуэрто-ди-Спаранелло. Часть пемзы используется как абразивный материал, а ее очень тонкозернистая разность теперь широко применяется в косметике и фармацевтике.

Остров Вулькано, расположенный южнее Липари, также представляет собой сложный вулкан, характеризующийся таким же изменением состава магмы от базальтового до риолитового. В настоящее время главными вулканами считаются Вулькано I, Вулькано II и Вульканелло (фиг. 301). Вулькано II, хотя и небольшой по размерам, проявлял преимущественно эксплозивную активность. Известны его извержения с V в. до н. э. и до 1892 г. Теперь он находится в скрытой сольфатарной стадии.

Связь между ранней историей и вулканическими породами выявлена особенно четко для Липарских островов. Еще в VIII в. до н. э. Гомер называл эти острова жилищем Эола, бога ветров, державшего ветры в большой пещере Стронгиле (ныне Стромболи). В IV в. Аристотель описал вулканические извержения на острове Гера (ныне Вулькано). Как ни странно, но еще он полагал, что это работа Эола. В концепции Аристотеля вулканические извержения — результат прорыва наружу воздуха, заключенного в недрах Земли. Аристотель считал, что тепло как часть вулканического процесса — явление вторичное. Предполагалось, что воздух воспламенялся от удара, когда он яростно прорывался через мельчайшие обломки [24].

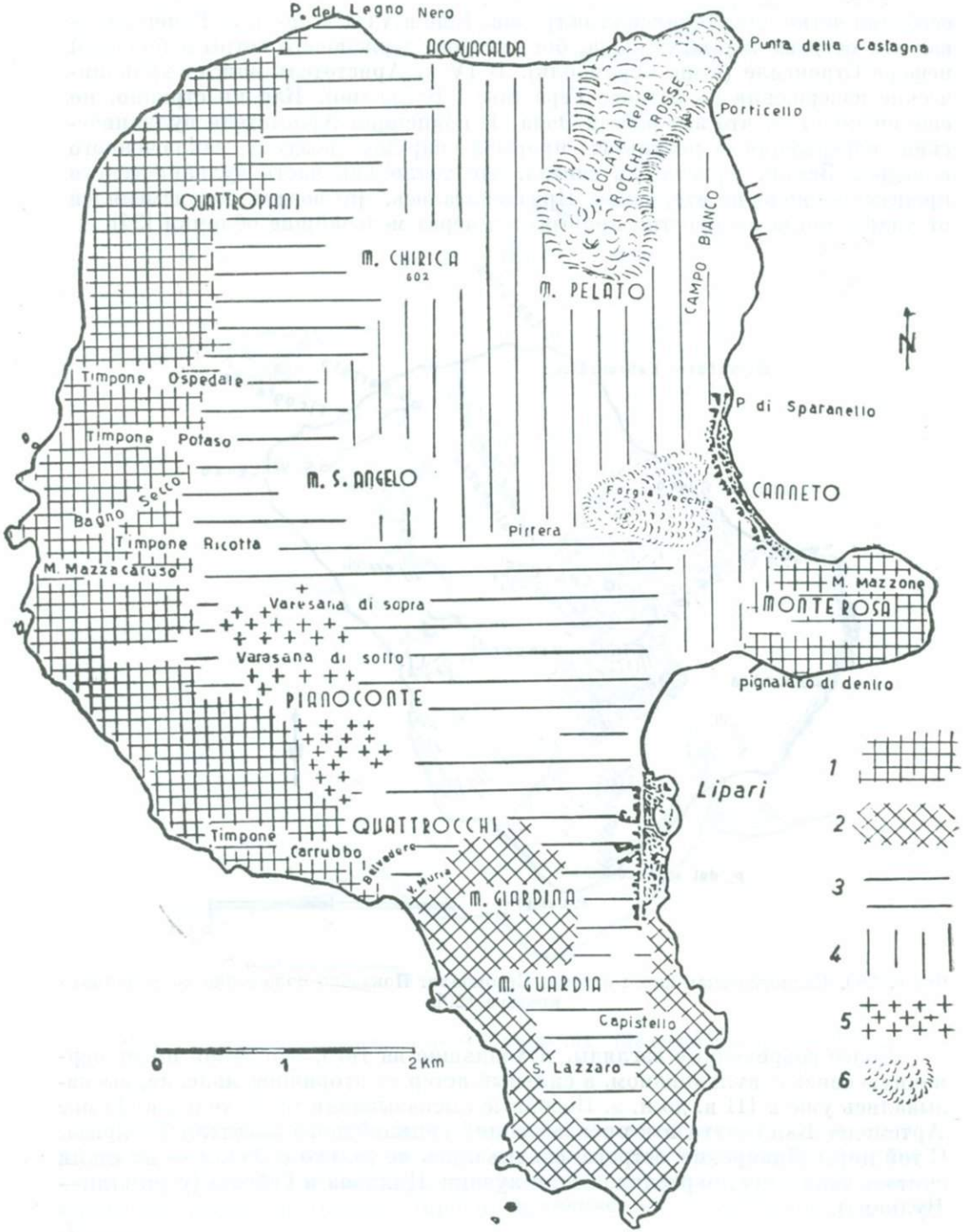


Ф и г. 299. Схематическая карта острова Стромболи. Показано положение современного кратера [20].

Более современные взгляды, исходившие из того, что огонь имеет первичную связь с вулканизмом, а сильный ветер — вторичное явление, высказывались уже в III в. до н. э. Подобные высказывания мы находим в «Гимне Артемиде» Каллимаха и в произведениях сицилийского писателя Теокрита. С той поры Липарские острова связывались не только с Эолом — их стали считать также местом расположения кузниц Циклопа и Гефеста (у римлян — Вулкана).

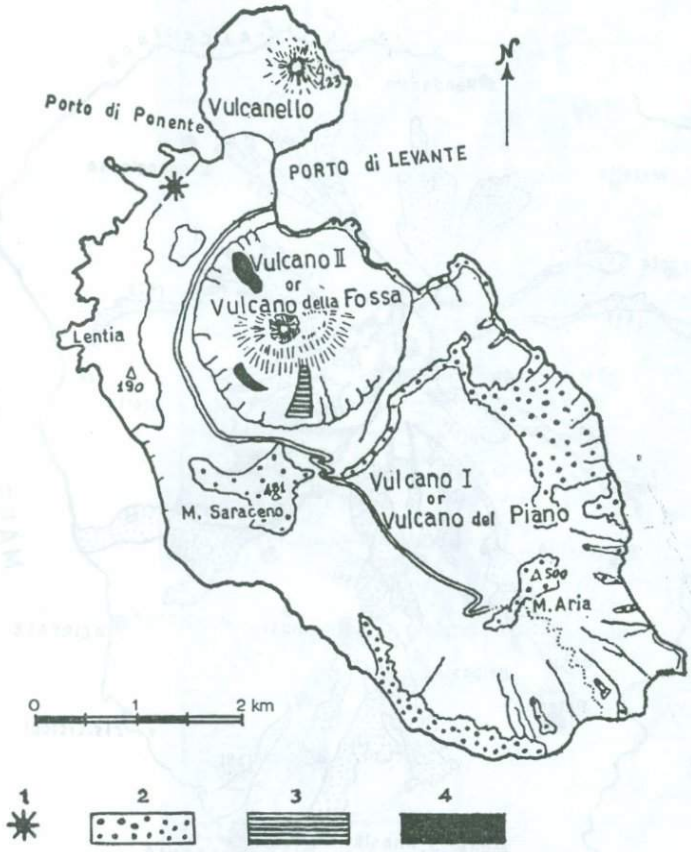
Этна

В Сицилии мы наблюдаем два совершенно разных вулканических района. Один — это действующий вулкан Этна в северо-восточной части острова, другой — третичные подводные вулканы гор Иблеи на юге острова [7]. Ниже будет охарактеризован только вулкан Этна.



Ф и г. 300. Схематическая карта острова Липари [66].

1 — базальтовые и андезитовые лавы и туфы; *2* — древние риолиты; *3* — кислые туфы; *4* — риолитовые пемзовые туфы; *5* — кварцевые латиты с кордиеритом; *6* — молодые риолиты с большим содержанием обсидиана.



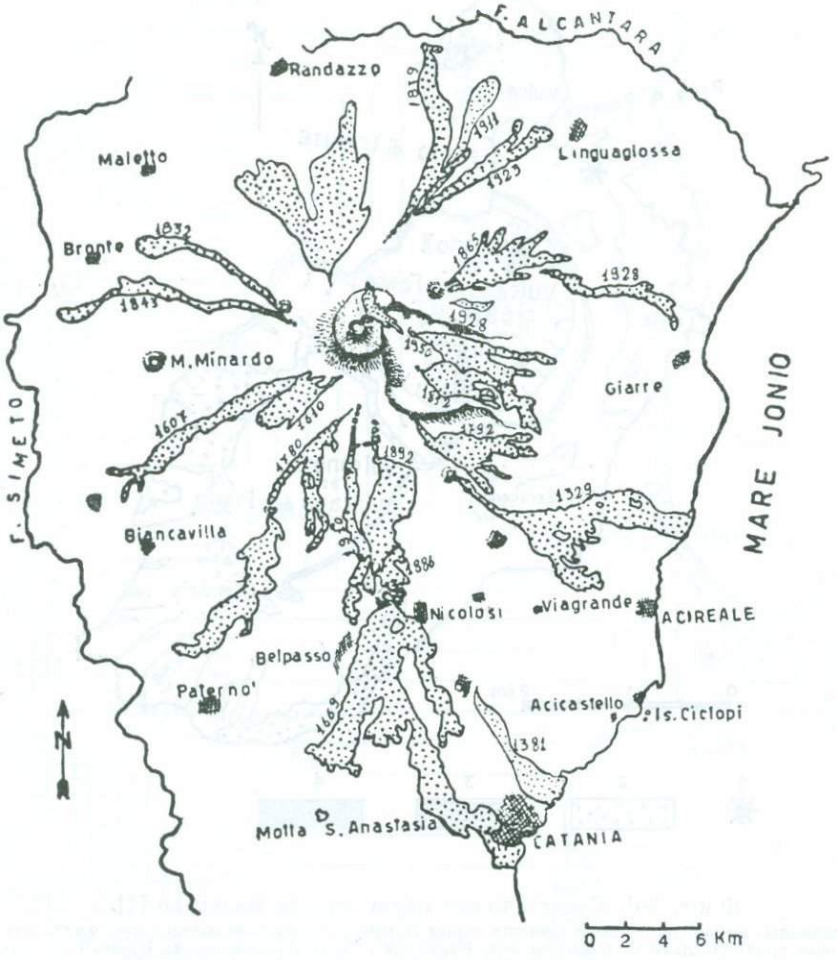
Ф и г. 301. Схематическая карта острова Вулькано [1].

1 — обсидианы, липариты, туфы и брекчия серии Лентиа, слагающей древнейшую часть острова; *2* — оливиновые трахибазальты и трахиандезиты Вулькано I, или Вулькано-дель-Пьяно (этот древнейший вулкан повсеместно сильно изменен деятельностью фумарол); *3* — трахиты Вулькано II, или Вулькано-делла-Фосса; *4* — трахитовые обсидианы Вулькано II, или Вулькано-делла-Фосса. Активность этого вулкана привлекала внимание исследователей с давних пор — самое раннее из известных описаний относится к V в. до н. э. Вулкан возник в море во II в. (183 г.?) до н. э. Продукты его деятельности различны — от тефритовых трахиандезитов до лейцитовых базанитов. В настоящее время он частично эродирован, в результате чего образовались прекрасные разрезы.

Этна — объект, действительно достойный рассмотрения в заключительном параграфе книги. Его величественный конус достигает высоты 3300 м, которая с каждым крупным извержением изменяется. Это одна из красивейших гор Западной Европы.

Состав вулканических продуктов Этны в основном базальтовый, но с содержанием SiO_2 от 46 до 58% [8]. Большая часть пород представлена разностями, близкими к базальтам, андезитобазальтам, трахиандезитам и нефелиновым тефритам. Среднещелочной состав, возможно, указывает на то, что магма Этны преимущественно первичная и менее контаминирована веществом земной коры, чем большинство других молодых вулканов Италии.

Формирование Этны началось в начале четвертичного периода подводным базальтовым извержением, позднее продолжавшимся выше уровня моря. Эти доэтненские породы находят, например, вдоль основания Этны на берегу моря к северу от Катании. Хорошо известные острова Циклопа — ряд даек,



Ф и г. 302. Схематическая карта Этны. Показаны основные лавовые потоки исторического периода [8].

Древний кратер Валле-дель-Бове, из которого происходило извержение 1892 и 1950 гг., находится к востоку от современного кратера. Лавовый поток 1910 г. (см. фиг. 303) расположен южнее современного кратера.

эродированных морем; надо полагать, что это те самые легендарные породы, обломки которых ослепший Циклоп бросал в отплывавшего Одиссея (фиг. 302).

Современный вулкан образовался позже, в процессе многочисленных извержений, многие из которых известны в истории (фиг. 302). Современный кратер расположен западнее древнего кратера, который разрушился, образовав подковообразную котловину Валле-дель-Бове.

Характерная особенность Этны, связанная, возможно, с большой высотой ее центрального кратера, заключается в том, что извержения часто происходили на склонах вулкана. Эти боковые извержения обычно происходили не из одного эруптивного центра, а из радиального ряда конусов (см. фиг. 303 для извержения 1910 г. и [20] для извержения 1780 г.). Именно радиальные ряды боковых конусов определяют особенности ландшафта склонов Этны.



Ф и г. 303. Лавовый поток Этны 1910 г.
Каждый квадрат сетки топографической карты равен 1 км². Извержение происходило из радиального ряда побочных конусов, расположенных в двух верхних квадратах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Baldanza B., Guide to the Excursion to Vulcano, Inst. Vulcanol., Catania, 1—13, 1961.
2. Bentor K., La Chaîne des Puys, Bull. Serv. Carte Géol. France, 252, 1—436, 1955.
3. Borsi S., Guide for the Excursion to San Vincenzo, Tuscany, Inst. Vulcanol., Catania, 1—9, 1961.
4. Bout P., Le Villafranchien du Velay et du Bassin Hydrographique Moyen et Supérieur de l'Allier, Thesis, Jeanne d'Arc, Le Puy, 1—344, 1960.
5. Bout P., Histoire géologique et morphogénétique du système Velay SE-Boutières-Coiron, Rev. Géograph. Phys. Géol. Dyn., Sér. 2, 8, 225—251, 1966.
6. Brousse R., Recueil des analyses chimiques des roches volcaniques tertiaires et quaternaires de la France, Bull. Serv. Carte Géol. France, 263, 1—140, 1961.
7. Campione A., Guide for the Iblean Region, Inst. Vulcanol., Catania, 1—13, 1961.
8. Castiglione M., Guide to the Etna Excursion, Inst. Vulcanol., Catania, 1—12, 1961.
9. Cloos H., Einführung in die Geologie, Borntraeger, Berlin, 1—503, 1936.
10. Cloos H., Hebung — Spaltung — Vulkanismus, Geol. Rundschau, 30, 401—519, 637—640, 1939.
11. Cloos H., Bau und Tätigkeit von Tuffschloten, Geol. Rundschau, 32, 708—800, 1941.
12. Cloos H., Der Basaltstock des Weilberges im Siebengebirge, Geol. Rundschau, 35, 33—35, 1947.
13. Cloos H., Cloos H., Die Quellkuppe des Drachenfels am Rhein, Ihre Tektonik und Bildungsweise, Z. Vulkanol., 11, 33—40, 1927.
14. Coe K., Intrusive tuffs of west Cork, Ireland, Quart. J. Geol. Soc. London, 122, 1—28, 1966.
15. Colin F., Le volcanisme du sud de l'Aubrac, Congr. Soc. Savantes, 88e, Clermont-Ferrand, Compt. Rend., 2, 115—123, 1963.
16. Cucuzza Silvestri S., Guide for the Excursion to Vesuvius, Inst. Vulcanol., Catania, 1—22, 1961a.
17. Cucuzza Silvestri S., Guide for the Excursion to the Latian Volcano, Inst. Vulcanol., Catania, 1—18, 1961b.
18. Cucuzza Silvestri S., Proposal for a genetic classification of hyaloclastites, Bull. Volcanol., 25, 315—321, 1963.
19. Di Re M., L'eruzione dell'Etna del 1780 ed i suo prodotti, Boll. Accad. Gioenia Sci. Nat. Catania, 4(6), 283—302, 1961a.
20. Di Re M., Guide for the Excursion to Stromboli, Inst. Vulcanol., Catania, 1—10, 1961b.
21. Frechen J., Der Rheinische Bimsstein, Fischer, Wittlich, 1—96, 1953.
22. Frechen J., Die Tuffe des Laacher Vulkangebietes als quartärgeologische Leitgesteine und Zeitmarken, Fortschr. Geol. Rheinland Westfalen, 4, 363—370, 1959.
23. Frechen J., Führer zu vulkanologisch-petrographischen Excursionen im Siebengebirge am Rhein, Laacher Vulkangebiet und Maargebiet der Westeifel, Schweizerbart, Stuttgart, 1—151, 1962.
24. Geikie A., Founders of Geology, Reprint of 2nd ed. (1905), Dover, New York, N.Y., 1—486, 1962.
25. Geologisches Landesamt in Baden — Württemberg, Geologische Exkursionskarte des Kaiserstuhls, 1 : 25 000, Geol. Landesamt Baden — Württemberg, Freiburg i. Brgs., 1957.
26. Geologisches Landesamt in Baden — Württemberg, Erläuterungen zur geologischen Exkursionskarte des Kaiserstuhls, 1 : 25 000, Geol. Landesamt Baden — Württemberg, Freiburg i. Brgs., 1—139, 1959.
27. Gèze B., Le volcanisme des Causses et du Bas-Languedoc (France), Bull. Volcanol., 17, 73—89, 1955.
28. Gottini V., Guide to the Excursion to the Phlegrean Fields. Inst. Vulcanol., Catania, 1—15, 1961a.
29. Gottini V., Guide for the Excursion to Ischia, Inst. Vulcanol., Catania, 1—19, 1961b.
30. Hopman M., Frechen J., Knetsch G., Die vulkanische Eifel, 2nd ed. Fischer, Bonn, 1—143, 1959.
31. Jakob N., Zur Petrographie von Vulcano, Vulcanello und Stromboli, Vulkaninst. Friedländer, Zürich, 1—117, 1958.
32. Jung J., Géologie de l'Auvergne et de ses confins bourbonnais et limousins, Mém. Carte Géol. France, 1—372, 1946.
33. Jung J., Brousse R., Les provinces volcaniques néogènes et quaternaires de la France, Bull. Serv. Carte Géol. France, 267, 1—61, 1962.
34. Kloosterman J. B., Le volcanisme de la région d'Agde, Geol. Ultraiectina, 6, 1—79, 1960.
35. Klüpfel W., Basaltgeologie, Z. Deut. Geol. Ges., 104, 326—353, 1953.

36. Locardi E., Tipi di ignimbrite di magmi mediterranei, Le ignimbriti del vulcano di Vico, Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., A, 72, 55—173, 1965.
37. Locardi E., Mittempergher M., Study of an uncommon lava sheet in the Bolsena district (central Italy), Bull. Volcanol., 28, 1—6, 1965.
38. Marinelli G., Les anomalies thermiques et les champs géothermiques dans le cadre des intrusions récentes en Toscane, U.N. Conf. New Sources Energy, Rome, Proc., 2, 288—291, 1961.
39. Marinelli G., Genesi e classificazione delle vulcaniti recenti Toscane, Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., A, 68, 74—116, 1961.
40. Marinelli G., L'Energie géothermique en Toscane, Ann. Soc. Géol. Belg., Bull., 85, 417—438, 1963.
41. Michel R., Contribution à l'étude petrographique des pépérites et du volcanisme tertiaire de la Grande Limagne, Publ. Fac. Sci. Univ. Clermot, 1, 1—140, 1953.
42. Mittempergher M., Guide for the Excursion from Arcidosso to Rome, Inst. Vulcanol., Catania, 1—7, 1961.
43. Piccoli G., Cenni di geologia euganea, In Colli Euganea, Guide Alpin, Turistica, Padova, 1—16, 1963.
44. Piccoli G., Rapporto tra gli allineamenti dei centri vulcanici paleogenici e le structure tettoniche nei Lessini, Boll. Soc. Geol. Ital., 84, 1—19, 1965.
45. Pratesi M., Mazzuoli R., Guide for the Excursion to Mt. Amiata (Tuscany), Inst. Vulcanol., Catania, 1—10, 1961.
46. Preuss E., Das Ries und die Meteoriten-Theorie, Fortschr. Mineral., 41, 271—312, 1964.
47. Richter M., Geologie des Rodderberges südlich von Bonn, Decheniana, 101, 1—24, 1942.
48. Rittmann A., Geologie der Insel Ischia, Z. Vulkanol., 6, 1—265, 1930.
49. Rittmann A., Die geologisch bedingte Evolution und Differentiation des Somma-Vesuvmagmas, Z. Vulkanol., 15, 1—94, 1933.
50. Rittmann A., Sintesi geologico dei Campo Flegrei, Boll. Soc. Geol. Ital., 69, 117—362, 1951.
51. Rittmann A., Sul meccanismo dell'attività vulcanica persistente, Boll. Accad. Gioenia Sci. Nat., Catania, 4 (4), 352—360, 1958.
52. Rittmann A., Cenni sulle colate di ignimbriti, Bol. Accad. Gioenia Sci. Nat. Catania, 4 (4), 524—533, 1958.
53. Rittmann A., Vulkane und ihre Tätigkeit, 2nd ed. Enke, Stuttgart, 1—336, 1960.
54. Roche A., Étude sur l'Amantation des Roches Volcaniques Tertiaires et Quaternaires d'Auvergne et du Velay, Thesis, Univ. Paris, manuscript, 1953.
55. Roche A., Élaboration d'une stratigraphie paléomagnétique des formations volcaniques, Bull. Soc. Géol. France, 7 (5), 182—187, 1963.
56. Roques M., Itinéraires géologiques en Auvergne, In Le Touriste en Auvergne, Bussac, Clermont-Ferrand, 26, 1—42, 1958.
57. Rudel A., Les Volcans d'Auvergne, Éd. Volcans, Clermont-Ferrand, 1—160, 1963.
58. Rutten M. G., Ignimbrites or fluidised tuff flows on some mid-Italian volcanoes, Geol. Mijnbouw, 21, 396—399, 1959.
59. Rutten M. G., Cinérites of the Mont Dore, central France, Geol. Mijnbouw, 41, 391—355, 1962.
60. Rutten M. G., Three examples of periglacial solifluction in the southwestern Plateau Central France, Geol. Mijnbouw, 43, 1—9, 1964.
61. Schenk E., Die geologischen Erscheinungen der Subfusion des Basaltes, Abhandl. Hess. Landesamtes Bodenforsch., 46, 1—31, 1964.
62. Schottler W., Der Vogelsberg, Notizbl. Hess. Geol. Landesamtes Darmstadt, 5 (18), 3—86, 1937.
63. Schwarzbach M., Eine Karte des quartären und tertiären Vulkanismus in Europa, Eiszeitalter Gegenwart, 12, 5—8, 1961a.
64. Schwarzbach M., Der junge Vulkanismus in den Rheinlanden, In Köln und die Rheinlande, Steiner, Wiesbaden, 231—235, 1961b.
65. Shoemaker E. M., Chao E. C. T., New evidence for the impact origin of the Ries Basin, Bavaria, Germany, J. Geophys. Res., 66, 22 3371—3378, 1961.
66. Sturiale C., Guide for the Excursion to Lipari, Inst. Vulcanol., Catania, 1—12, 1961.
67. Van Bemmelen R. W., Volcanology and geology of ignimbrites in Indonesia, North Italy and the U.S.A., Geol. Mijnbouw, 40, 399—411, 1961.
68. Vuittenez H., Géologie Cantalienne, Imp. Moderne, Aurillac, 1—195, 1964.
69. Wimmenauer W., Beiträge zur Petrographie des Kaiserstuhls, Neues Jahrb. Mineral., Abhandl., 31, 131—150, 1957.
70. Wimmenauer W., Beiträge zur Petrographie des Kaiserstuhls, I, Schluss, II und III, Neues Jahrb. Mineral., Abhandl., 93, 133—173, 1959.
71. Wimmenauer W., Beiträge zur Petrographie des Kaiserstuhls, IV, V, Neues Jahrb. Mineral., Abhandl., 98, 367—415, 1962a.
72. Wimmenauer W., Beiträge zur Petrogrpahie des Kaiserstuhls, VI, VII, Neues Jahrb. Mineral., Abhandl., 99, 231—276, 1962b.
73. Wimmenauer W., Zur Petrogenese der Eruptivgesteine und Karbonatite des Kaiserstuhls, Neues Jahrb. Mineral. Abhandl., 1—11, 1962c.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

Абиско, покров 44
Австриды 167, 168, 172—174, 177, 186, 191, 192, 199, 201, 203, 208, 209, 224, 226, 233, 238, 241, 244, 281, 282, 287, 289, 290, 293, 294, 359, 360
— верхние 289
— нижние 287, 288
— покровы 210, 222, 224, 234, 280, 287
Агрегат альпийской Европы 196
Агу, гнейсовый купол 148, 150, 151, 156
Адула, покров 187, 190, 199, 231, 233
— фенитовые гнейсы 187
Адю, мигматиты 262
Акадий 132
Аквитанский бассейн 21, 71, 156, 324, 325, 329, 372, 381, 382
Акериты 64
Аккреция континента 20, 23, 24
Алласак, сланцы 149
Аллерёд 394, 399
Алнсьё, кольдрон 66
Альб 215, 246, 252, 328, 349
Альвар, песчаники 257
Альгёй, покров 231, 291, 292
Альмунекар, зона 366
Альп, покровы 321
— — пеннинские 72, 73
Альпийская горная система 17—19, 22
— орогения 258, 293, 315, 317
— фация триаса 18, 200—202, 244, 287, 296, 360
— цепь 196, 198, 203, 208, 265
Альпийский, термин 163, 168
— краевой разлом 203
— ороген 317, 322
— орогенез 329
— складчатый пояс 196, 201, 274, 315
— триас 280, 290, 296, 365
«Альпинотипный», понятие 387
Альпухарриды 361, 364, 365, 367—371
— покровы 360, 366
Альфакар, тектоническое окно 366
Алэ, угленосный бассейн 75
Амден, мульда 170
Амденские сланцы 215
Анатексис 66, 67, 140
Анатектитов, зона 147
Анатектиты 66, 140, 148, 149, 151, 152
Анатектические гнейсы 148, 151
— граниты 147—152
Ангевская фаза орогении 131
Андалузская фация триаса 363
Андезитобазальты 425
Андезиты 405, 408, 421, 424
Анель, серия 262
Анже, глинистые сланцы 132
Анзенда, покров 213, 220, 221
Анизий 201, 304, 363
Анно, песчаники 252, 263—265, 272, 273
Аномалия силы тяжести, отрицательная 193, 194
— — — положительная 194
Антигорио, покров 177, 178, 231, 233
Антиклинальные долины 342
Антраколит 81
Антропоген 105
Анхе, синклиналь 99
Анцилловое озеро 51, 67
Апт 215, 252, 254, 349
Арвей, покров 220, 221
Аргов 228, 354
Арениг 132, 156—158
Аржанта, разлом 148, 149, 159
Аржантера, граниты 262
Аржель — Бёр, разрывное нарушение 348
Армориканский, понятие 70
Арозский доломитовый покров 231
Аским, граниты 29
Астроблема 396, 403
Астурийская фаза 78, 79, 99, 100, 124, 139
Астурийское несогласие 267
Аталайя, мраморы 370
Атласная серия 256
Ахен, бассейн 94
Ашгилл 157

Баварский покров 288, 291
Баверно, граниты 188
Базальтовые туфы 401
— шлаки 412
Базальтовый слой 193, 195
Базальты 400, 403, 405, 408, 409, 421—425
Базениты 405
Байос 342
Байюварская группа 291
Балатг, слюдяные сланцы 322
Ба-Лимузен, зона 73
Балтийская синеклиза 21
Балтийский щит 27
Балтийское озеро 67
Баньор, геотермальное поле 417
Бар-Андлау, граниты 141
Баррандов палеозой 75
Баррем 215, 228, 349
Барро, купол 245, 248, 254, 255, 265, 330
Бартон 319, 326
Баскоготская цепь 313
Батер, граниты 322
Батон 342
Бекс, покров 220, 221
Беломориды 32, 33

Белорусская антеклиза 21
Бенна, окно 292
Бенуа, пласт 267
Бепнина, покровы 195
Бергель, граниты 234
Бергенская синклиналь 47
Бергенские дуги 41, 45—47
Бергиш-Ланд, горная страна 112
Бергсдален, покровы 44, 45
Бернина, покров 231
Берриас 215, 246, 247
Берум, кольдрон 55, 65, 66
Бетская геоантиклиналь (Бетская «haut-fond») 367
— зона 360, 363—365, 367, 368, 370, 372
Бизонтенская дуга 344, 348, 349
Биогермы 52—54, III
Биостромы 54, III
Биотоп 54
Бири, известняки 38
— конгломераты 38
Блекинге, гнейсы 29
Блестящие сланцы 270—276
Блуждание полюса 172
Богемская фация III
Больцано, игнимбриты 280
— порфиры 302, 303
Большеземельской тундры, синеклиза 21
Большой покров Севе 43
— Сен-Бернар, покров 177, 178, 199, 233, 235
Бонвин, покров 213, 221
Бордерленд автохтонный 43
Борозды скольжения 118
Бос, маар 399
Босс, структура 331
Ботний 28
Бохус, граниты 33
Бранденбергская орогеническая фаза 109
Бре, антиклиналь 386
Брекчиевый покров 210, 219, 224, 225, 227, 228, 237
Брекчия 425
Бресс, бассейн 357
— (Сонский), грабен 354
Бретонская фаза 78, 124, 126, 136, 137, 321
Брёттум, спарагмиты 38
Бриансонская геоантиклиналь 184, 244, 269, 276
— зона 79, 183, 184, 199, 201, 225, 226, 326, 241, 243, 244, 258, 265, 273, 275—277
Бриансонский веер 243, 267, 269, 271, 273
Бриовер 39, 73, 91, 129—134, 136, 138—140, 154
Буге, аномалии 194
Булонь, антиклиналь 384, 386
Бунденбах, сланцы 111
Бурая серия 256, 257
Бургундские ворота, грабен 344
Бурдигал 411
«Буруны фронтальной части покрова» 216, 217, 221
Бухенштейн, фация 288
Бюнднерские сланцы 173, 184, 187, 188, 202, 203, 214, 218, 219, 225, 232—238, 273, 287, 294, 296
Бюргеншток, покров 213
Бюрно, свита 87, 88
Валанжин 171, 215, 228, 246, 247, 249, 349
Валанзоль, конгломераты 330
Валахий 199
Валашская впадина 21
Валетта — Мольер, милониты 261
Валлег, зона 228
Валлорб — Понтарлье, разрывное нарушение 345
Вальдо-фювель 332
Вальдрес, спарагмит 42, 45
Вальдэгг, покров 213
Вальманайя, граниты 322
Вальмаск, граниты 262
Вардаль, спарагмиты 38
Варелиос-Фужира, гнейсы 262
Варисцийский, термин 70
Варягий, 38, 40
Варяжские кварциты 43
— тиллиты 43
Вашберг, зона 284, 287
Вездр, глыба 90
Вейльбургиты 113
Вейссенштейн, антиклиналь 344
Вексель, тектоническое окно 288, 294
Вельдская антиклиналь 386
Венген, фация 288
Венгенские слои 305
Венгерская впадина 21
Венецианская магматическая провинция 188
Венн, порфиры 112
— седловина 108
Венский бассейн 165
Вепориды 284
Верампио (Кродо), граниты 231
Вергелетто, покров 233
Вергентность 115, 117, 119, 121, 122, 124, 198, 199, 216, 258, 267, 269—271, 274, 329
Верена, антиклиналь 344
Верзаска, гнейсы 231
Веркур, синклиналь 247
Веррукано 168—171, 173, 208, 212, 214, 216, 234
— покров 190, 210, 213, 214
— фация 267, 302
Вертикальные движения 265
Верфен 252, 254, 290, 291, 304
Верфенский ярус 201
Верхнерейнский грабен 56, 71, 74, 75, 77, 344, 395, 396, 403
Верхние «ячеистые доломиты» 254
Верхний Бергсдален, покров 45
Верхний Ютун, покров 45
Верхних гнейсов зона 147, 151
Верхних слюдяных сланцев зона 147, 153
Вершинные структуры 307
Вершинный уровень 329
Вестано, серия 29
Вестервик, серия 29
Вестфал 78, 97, 102, 137, 139, 144, 158 267, 269
Вестфолль, сиенитовые порфиры 63
Веттерлатте, покров 213
Веттерштейнские доломиты 290
— коралловые известняки 288, 290
Веттерштейнский ярус 201
Вздымливание фронтальных частей покровов («Branden der Deckenstirne) 190, 378

Виггис, покров 213
Визе 78, 88, 97, 99, 113
— 2b 88
— 3b 88
Визейская «большая брекчия» 99, 100
Виллафранк 407, 408
Вильдхорн, покров 188, 212—214, 220—222, 224
Вильсталь, тектоническое окно 292
Вильфор, разлом 160
Винделицийская цепь 201, 296
Винделицийский порог 202
Виндобон 348
Вирглорий 201
Вирглорские известняки 288
Висбю, верхние мергели 53
— нижние мергели 53
Витлих, грабен 122
Внутриформационный надвиг (chevauchements intercutanés) 190
Возвышенности 12, 13, 16—20, 23
— герцинские 71—73, 135, 154, 155, 159, 193
— — оверпского типа 154, 155
— — пиренейского типа 154, 155
— с обнаженным фундаментом 12
— — почти горизонтально залегающим чехлом мезозойских и кайнозойских отложений 12
Воздымание осей складок 121
Возраст абсолютный 27, 31, 185, 186
Воконтская впадина 245, 253, 254
Волго-Уральский свод 21
Воронежская антеклиза 21
Восточноальпийские покровы 167, 287
Вращение 120—122, 196
— кливажа разрыва (ротация) 119
Вулкано-тектонический горст 421
Вургсвик, песчаники и оолиты 53
Высокая горная цепь 344, 354
Высокогорный известняк 211, 214, 227

Гаварни, покров 326, 329
Гадор, покров 366
Гадор — Ланхарон, покров 362
Гайль, линия 192
Галокинез 381, 389, 390, 393
Гарумнийская фация 324, 335
Гастерн, граниты 229, 230
Гвадалквивир, бассейн 360, 363
Геллихорн — Цвишен, покров 213
Гельветиды 163, 167, 168, 171, 172, 181, 190, 203, 208, 212—214, 219, 224, 225, 233—235, 241, 245, 247, 277, 281, 283, 284, 293, 349
— покровы 163, 167, 169, 173, 174, 177, 184, 188, 199, 201, 209—211, 213, 214, 216, 219, 220, 227, 228, 231, 243, 255, 282
Гельминтоидный флиш 224—226, 243, 244, 265, 273—276
— — лигурийский 199
— — покров 245
Гемериды 284
Гензбруннен, зона разломов 345
Геосинклинали 50
Геосинклинальный, понятие 387
— бассейн 202
Геотуморы 281
Германо-андалузская фация триаса 362, 363
Германотипный, понятие 387
Германская фация триаса 17, 164, 200, 201, 244, 245, 296, 323, 333, 340, 360, 363, 369, 370, 372
Герстен, клиповая зона 283
Герцинская орогеническая фаза 137
— орогения 321
Герцинский, термин 70
— ороген 317, 322
Гессенский грабен 56, 108, 395, 396
— синклинорий 109
Геттанг 132
Гипфельфлюр 18
Гифхорн, трог 385
«Главная фаза» орогении 191
Главный доломит 288, 290, 304
— роговик 341, 342
Гланжо, мозаика 349
Гларнская двойная складка 172
Гларнский надвиг 171
— покров 214
Гларус, надвиг 169, 170, 216
— покровы 189
Глаукофановые сланцы, фация 187
Глиттреванн, кольдрон 55, 66
Глобигериновые оозы 115
«Глыбовые горы» 393
Гозау, бассейны 289
— грабен 294
— несогласие 18
— слои 290, 291
Гольт 171, 215, 249
Горные цепи 12, 17—20, 23, 37
Горы Мэри, покров 231
— останцовые 22
— Эмилиус, покров 231
Готерив 215, 228, 246, 247, 249, 349
Готиды 31—33
Готландий 139, 157
Грайтери, антиклиналь 342
Гранд-Шартрез, синклиналь 247
Гранитизация 25, 288
Граниты приморогенические 28
— синкинематические 28
Гранулиты 146, 148, 150
Граптолиты 50, 91
Грауваккова зона 289
Гренхенберг, структура 342
Грёднерские песчаники 303
Грибовидные складки 292, 293, 331
Гризониды 167, 287
Гримзель, граниты 230
Гроссер-Вейльберг, силл 399
Группа кордиеритовых гнейсов 256, 257
Гуахар, покров 365

Давление флюидов 356
Дала, песчаники 37
Дальсландий 33
Дан-Бланш, покров 177, 178, 225, 231, 235
Даний 325, 332
«Дано-монт» 327
Д'Анор, песчаники 93
Дасберг, ярус 109
Датско-Польский трог 389
Даун, маар 399
Даунтон 56, 57, 60

Дахштейнские коралловые известняки или доломиты 288, 290
Дахштейнский покров 288, 291
— ярус 201
Даций 199, 405
Дациты 405
«Двойной ороген» 372
Девилль 85
— свита 91
Делемон, бассейн 344
Джудикария (Юдикария), разлом 192
Диабазы 113, 237
Диаклазы 118
Диапиры 306—308
Дикий флиш 203, 220, 221
Динанский синклинорий 86—88, 91, 100, 108
Динант 84, 88, 90, 113, 114, 137
Динариды 168
Диплопориды 201
Д'Иссель, граниты 149
Диуа, фация 253, 254
Доггер 105, 202, 251, 252, 254, 270, 341, 348, 354
Доггерские оолиты 104, 105
Доль — Шампаньоль, разрывное нарушение 345
Домиты 409
Донбасско-Донецкая впадина 21
Донзинак, серицитовые сланцы 149
Дора-Майра, кристаллическое ядро 243
Досидеритовая орогеническая фаза 109
Дофине, зона 183, 199, 201, 203, 211, 225, 241—244, 265, 268, 269, 271, 273, 276, 277
— фация 243, 253, 254
Драммен, кольдрон 55, 66
Драуцуг, грабен 300
Драхенфельс, структура 400, 402
Древнейший красный песчаник 37
Древний континент Сарнии 133
— красный песчаник 37, 41
— — — континент 86, 87, 109, 113
Дрейс, маар 399
Дрейшпиц — Хардер — Зеелисберг, покров 213
Дрифт 315
— континентальный 164, 173, 196, 198
Друсберг, покров 214
Друсберг — Сентис, покров 190, 214, 216, 221
— — Флубриг, покров 213
Друсбергские сланцы 215
Дуб, разрывное нарушение 348
Дукля, зона 284
Дьяблере, покров 212, 213, 220
Дюранский перешеек 333

Евразиатский континент 11

Жедин 87, 92, 94, 109, 112, 113
Живе 89, 95, 103, 109, 139
Живонн, купол 86
Жу — Таль, антиклиналь 354

Заальская фаза 78, 80
Заальский разлом 139
«Заальское» несогласие 267
Заглатывание (нем. Verschluckung) 198
Западно-Португальская впадина 21
«Заусенцы» («bavures») внутренних покровов 225
Зеверские сланцы 215
Зеленая серия 256, 257
Зеркало складчатости 115, 117
Зиген, ярус 109, 111
Зональность 187
Зонография 146—148, 151
Зоны Бекс — Лаубхорн, покров 213
Зульцфлю, покров 231

Иберийские цепи 359, 373
Иберийский субконтинент 313
Иврea, зона 188, 192, 194
— поднятие 193, 194
Иглиер, серия 262
Игнимбритовые риолиты 188
Игнимбриты 35, 62, 63, 65, 333, 413, 415—419
Известняки с *Aptychus* 202
— — *Orthoceras* 50
Известняковый флиш 203, 247
Излома, зона 120
Изоклинальные долины 342
Изостатическое равновесие 68
Илерд 327
Индоло-Кубанская впадина 21
Иннеркрихнер, граниты 230
Инсальский покров 231, 291, 292
Инсускийская зона 188
Интерниды 225
Интрарифовая зона 367
Интраэллиниды 199
Инфракембрий 131, 133, 154, 155, 157
Иольдиевое море 67
Иотний 30, 33, 35, 40
Ипр 325
Искья, горст 420, 421

Кабо-де-Гата, вулканические породы 362
Кадомское несогласие 132
Казанна, сланцы 173, 236
Каземи, гнейсы 322
Кайзерштуль, комплекс 396
Каледониды 13, 25, 31, 32, 37, 38
Каледонская складчатость 157
Каледонское угловое несогласие 136
Кальдеры 61, 65
Калькаренитовые песчаники 203
Калькарениты 113
Кальцилютиты 113
Кампан 324, 327
Кампен, бассейн 102
Кампо, покров 231
Камподель-Гибралтар, флиш 367
Кампосинес, структуры 378
Кампо-Тенчия, фестон 231
Камюгера, покров 233
Канавезе, зона 192
Канавей, слюдяные сланцы 322
Канадский щит 13, 393
Канигу, граниты 322
— купол 320—322
— слюдяные сланцы 322
К/Ar-метод 186

Караванки, линия 192
Карадок 156—158, 320
Каранса, гнейсы 322
Карелиды 31—34
Карелий 33
Карлсхамн, граниты 33
Карний 201, 290, 291, 304
Карры 208
Каскадные складки 326, 327
Кассианские слои 305
Кастелланская дуга 165, 248, 331
Катазона 31, 32, 147
Каталониды 166, 355, 359, 372—377
Катархей 32
Кварцевые латиты 424
Квасцовые сланцы 50, 56, 58, 59
Квинтненский, или высокогорный, известняк 208
Кейпер 200, 201, 332, 333, 352, 357, 377, 378, 391
Келловей 270, 341
Кембро-силур 37, 39, 41, 44, 45, 49, 50, 56, 57, 64
Кератофиры 113
Керигут, границы 322
Кёли, покров 44
Киммеридж 246, 247, 348, 349
Кинцингитовая зона 192
Кливаж 118
— давления 118
— разлома 117
— разрыва 120
— течения 117
Клинтеберг, известняки 53
Клинты 51
Клиповая зона пеннид 284
Клиповый покров 210, 211, 219, 224, 225, 227
Клиппы 199, 211, 219—222, 224
Кникбанды 119
Кобленц 103, 109
Коголлос-Вега, зона 366
Кольм 50
Кольменика, сланцы 370
Кольцевые дайки 61, 64—66
Комба-Гросса, анатектиты 262
«Конгломератовые мергели» 359, 369
Кондроз, антиклиналь 86, 89, 94, 100
— песчаники 111
— шарьяж 89
Конрада, раздел 193, 195
Константа вязкости 67
Контрактация 172
Концепция минеральных фаций Paterintellectualis 25
Коньяк 327, 328
Кора континентальная 31
Кораллы 53
Корень Альп 193
Корневая зона 188, 192—195, 208, 211, 229, 238, 241, 243, 255, 274, 277, 280, 281, 289, 296, 300
Корниль, граниты 149
Корнуай, антиклинорий 140, 155
Кос, известняки 413
Костабонн, граниты 322
Котлообразные провалы (кольдроны) 65
Крабийох, покров 292
Краевая впадина 124
Краевой прогиб 324, 326, 387
— седиментационный трог 381, 382, 385
Красноцветные отложения 222
Красные аммонитовые известняки «ammonitico rosso») 202, 290, 304
— спарагмиты 43, 44
Красный лежень 78
«Кратонный», понятие 387
Криноидеи 54
Кристаллические ядра 188
Кристаллофиллитовый комплекс 73
— серия 146
Критерий кровли и подошвы 92
Кроппефьелль, граниты 29
Кувен 88, 89, 95, 109, 139
Кульм 88, 126, 153
— фация 113—115, 154
Куршевель, серия 267
Кустуж, бассейн 326
Куэста 62
Кьельсоситы 60, 63, 65

Ла-Валь, слои 307
Ладин 201, 304, 363
Ла-Меж — Экрен, антиклиналь 257
Ла-Мюр, бассейн 267
Лан, синклиналь 111
Лангар, покров 231
Лангедок, бассейн 397
Ландейло 132, 156, 157
Ланден 326, 327
Ланско-Дилльская провинция 113
Ланхарон-Гадор, покров 365
Ларвикиты 60
Лас-Касас, сланцы 370
Латиты 401
Лаубхорн, покров 221
Лаутербруннен, граниты 230
Лахары 409, 419
Лебендюн, покровы 177, 178, 231, 233
Ле-Брене, разрывное нарушение 345
Левентина, покров 231, 233
Ледниковая мука 134
Ледниковое молоко 134
Ледонская дуга 344, 351—355
Лезо-Шод, надвиговая чешуя 326
Лейас 50, 250, 252, 254, 270, 348, 352, 354
Лейцитовые базаниты 425
Лентиа, серия 425
Ленточные глины 133, 134
Лепонтенская область 186, 187
Лептиниты 146, 149, 151
Лептиты 146
Лехталь, покров 231, 291, 292
Ливиналонго, слои 307
Лиман, бассейн 144, 410—412
— грабен 75, 409
Линейность 118
Липариты 425
Листоватость 146
Литториновое море 51, 67
Ложный автохтон 249
Лондонский бассейн 21
Лугано, порфиры 302
Лудий 319, 335
Лукоманьо, покров 231, 233
Лунц, слои 290

Лунцский покров 291
Лухар, покров 362, 365
Льеж, бассейн 94
Льюисский комплекс 21
Люксембургский залив 83, 121
Лютет 319

«Маар» 398, 399, 407
Маастрихт 324, 327
Магнитное склонение 196
Магурская зона 284
Маджия, покров 233
— фестон 231
Мадлен, угольный пласт 267
Майолика 304
Малага, зона 360
Малинверн, анатектиты 262
Малинверн — Аржантера, комплекс 261, 262 262
Мальм 202, 251, 252, 254, 270, 341, 354
Мальмеди, конгломераты 104
Мамиролль, цепь 348
Манча, впадина 21
Маргна, покров 231, 233
Мармарош, зона 284
Мармолада, группа 307
— известняки 288, 307
Марсийская орогеническая фаза 109
Массива Бернхард покровы 231
— Монте-Роза покровы 231
Массивы внешние 169, 186
— внутренние 169, 186
Массивы-сателлиты, зона 316—318
Материнская область 229
Матрей, зона 295
Махалихар, структура 366
Маэстразго, бассейн 372
Меггенская орогеническая фаза 109
Медиан, покров 220
Медианных Предальп, покров 228
Меерфельд, маар 399
Мезоевразия 196
Мезоевропа 23, 24, 80, 136, 196—198, 276, 315
Мезозона 147
Мейлере, покров 213, 220, 221
Меллар, серия 28
Меловой покров 190
Мельв, конгломераты 38
— спарагмиты 38
Метаморфизм 148, 151, 153—155, 187—189
— оверноского типа 155, 156
— статический 187
Метаморфиты 189
Метасоматоз 148, 151, 153—155, 188
Мигматизация 25
Мигматиты 145—151, 153, 154
Миддлебюнден, покров 231
Миди, разлом 83, 84, 86, 89, 94
— сброс 171
Микроскладчатость 120
Микротектоника 117, 118, 121—124, 159, 186, 187, 189, 322
Микротектонический анализ 186, 189
Милониты 149
Мильваш, граниты 148, 149, 151
— гранулиты 149
— плутон 149
Миогеосинклиналь 33, 199
Миогеосинклинальные бассейны 198, 202
Митен, клипп 220—222, 224
Миттагфлю, граниты 229
Мишабель, покров 231
Мозельские санки 105
Мозельский синклинорий 109, 116, 117, 122, 123
Мозоры 22
Мокоза, конгломерат 228
Моласса 170, 171, 202, 203, 210, 249, 340, 342
Молассовые бассейны 281, 285—287, 345, 356, 357, 359
Молданубская зона 75—77
Монадноки 22, 44
Мон-Леон, покровы 177, 178, 233
Мон-Луи, граниты 322
Монстерский бассейн 382
Мон-Сюше, разрывное нарушение 345
Мон-Тандр, антиклиналь 354
Монте-Леоне, покров 231, 233
Монте-Роза, покров 177, 178, 233, 235
Монтруз, разрывное нарушение 345
Моркле, покров 213, 220
Морсне, известняки 97
Московская синеклиза 21
Мот, синклиналь 354
Мохоровичича раздел 193, 195
Мульде, мергели 53
Муньос, слюдяные сланцы 370
Мургаз, зона 228
Мюрчен, покров 190, 213, 214
Мюттершвандерберг, покров 213

Нагельфлю 203, 215, 234
Надвиг двухфронтальный 170
— обратный 270—272
— пластовый 181, 193, 200, 212, 214
— разрыва 250
Надвиговые поверхности 116, 119, 122
— чешуи 326, 332
Наклонение магнитного поля 196, 197
Намюр 78, 97, 99, 102, 137, 139, 158, 267
— геосинклиналь 100
— синклиналь 83, 84, 88, 89, 91, 94, 97—100, 102, 110, 115, 124
Нарастание континентов 158
Неаполитанские туфы 419
«Невадо-филабриды» 370
Неден, ярус 109
«Недокормленная» геосинклиналь 236
«Недокормленный» осадочный бассейн 238
Неоевропа 23, 24
Неоком 171, 252, 325
Неметаморфизованная или слегка метаморфизованная зона 147
Неритовая фация 51
Нерон, структура 249, 250
Нефелиновые латиты 401
— тефриты 425
Нёйвид, бассейн 396, 399
Нидербауен, покров 213
Нидерхорн, покров 213
Нижнерейнский грабен 121, 395
Нижне-Саксонский бассейн 384, 387, 390
Нижнеэнгадинский доломитовый покров 231

Нижние «ячеистые доломиты» 254
Нижний Бергсдален, покров 45
— пестрый песчаник 352
Нижних гнейсов зона 147, 151, 153
— слюдяных сланцев зона 147, 151, 153
Низен, покров 210, 220, 225, 227, 228
Низкие плато 12—14, 16, 18, 19, 23, 71, 72, 74, 381
Низменности 12—14, 20, 381
— внутриальпийские 12
— эпиконтинентальные 12
Ницца, покров 274
Ницкая дуга 248
Новый красный песчаник 37
Ногера, зона 317, 318
Нодосариевые слои 228
Нордлингер-Рис, бассейн 403
Нордмаркиты 60, 63, 64
Норийский ярус 201
Нормандская фаза орогении 131

Обербауен, покров 213
Области подвижные 50
— стабильные 50
Обсидиан 421, 425
Овер 252
Озеро Мьёса — Средиземное море, зона 108
Оксфорд 252, 254, 341, 348, 349
Оледенение рисское 105
— четвертичное 25
Олистостромы 221
Омоль, граниты 29
— серия 29
Оозы 202
Оолиты плиоцена 105
Опережение более молодыми слоями более древних (voraneilen der jüngeren Schichten) 190, 193, 226
Орданшиты 408
Ордесса, надвиговая чешуя 326
Ороген двойной 199
— двухсторонний 167, 168, 198
Орогенез варисцийский 70
«Орогенический», понятие 387
Орогения альпийская 12, 163, 168, 173, 186
— астурийская 80
— герцинская 26, 70, 71, 77, 80, 138
— докембрийская 26
— кадомская 131, 133, 138, 155, 156
— каледонская 26, 135, 156
— пентеврийска 133
— пиренейская 165
Ортль, покров 231
Ортоцератитовые известняки 51
Осевая зона 313, 315—322, 324, 326, 328, 329
— синклиналь 129, 136
Осевой покров 190, 214, 216, 224
Осевые плоскости складок 117—119
Осло, грабен 32, 54, 56, 58, 59, 66, 415
— эссекситы 60, 67
Останцы эрозионные 49
Отен 78, 81, 144, 160
— угленосный бассейн 75
От-Жу, антиклиналь 349, 354
Офиолиты 235, 236, 243, 270, 274, 276, 294, 324
Офиты 324
Очковые гнейсы 150, 151

Паданская впадина 173
Палеоевропа 23, 24, 136
Палеомагнетизм 196
Паннон 199
Парижский бассейн 21, 71, 77, 83, 86, 277, 340, 381—374, 386
Партнахские сланцы 288
Паскьер, угольный пласт 267
«Pede Alpine», зона 275
Пеи-де-Бре, антиклиналь 383
Пейру, покров 159
Пелагические осадки 202
«Пелиты» 212
Пемза 421
Пемзовые туфы 421
Пенеплен Гаррисберга 22
— Скули 22
— субкембрийский 39—41, 59
Пенеплены 20, 22, 23
— древние 19, 23, 34
Пенибетская зона 360, 365
Пенниды 168, 173, 174, 178, 184, 186, 187, 192, 193, 199, 201, 219, 224—226, 229, 231, 235, 236, 241, 243, 244, 273, 276, 277, 280, 282, 287, 294, 359, 360
— покровы 163, 167, 168, 172—174, 176, 178, 183, 186—188, 192, 195, 203, 209, 210, 218, 219, 224—227, 229, 230, 232—236, 238, 242, 268, 280, 284, 296, 365
Пепериты 409, 411, 412
Пербек 349
Передовой прогиб 124
Перестройка структурная 189
Переформовка 186
Периферические троги 385
Пермокарбон 81
Пермские депрессии 333
Пестрый песчаник 104, 201, 254, 364, 374, 375, 377
Петротектоника 322
Пи, граниты 322
Пиренейская фаза орогении 192, 313, 319, 335
Пиренейский орогенез 326
Пластины скольжения 326
Платформы 50
Плен-Морт, покров 213, 220, 221
Плойчатость 120
Плутониты серокинематические 28
По, бассейн 243, 363
Поверхность гор вершинная 19, 22
Погружения зона 211
Поднятие — раскалывание — вулканизм 396, 397, 421
Поднятия зона 211
Подушечные лавы 113
Покровная структура 158, 159, 169, 171, 172, 179, 180
Покровов серия 187
Покровы 189, 192, 196, 198, 201
Полиметаморфизм 187
Полярная ось 196
Помпецкого, порог 385, 387, 390
Понт 329
Понтарлье, сдвиг 346, 347
Портланд 245, 246, 349
Потсдам 132
Праевропа 23, 24, 100
Празиниты 366

Предальпийские цепи 245
Предальпийский, термин 168
Предальпы 168, 199, 208, 209, 211, 219, 220, 224—228, 237
— покровы 224, 226
— Шабле 224
Предбетская зона 360, 362, 363, 367
Предкарелий 33
Предрифовая зона 367
Претигау, флиш 238
Приабон 252
Приморских Альп, покров 226
Принцип Рикке 118
Прованская дуга 335
Прованские цепи 329
Провейсьё, синклиналь 249
Промежуточный слой 193, 195
Простирание арморикансное 129
— варисцийское 129
— герцинское 70
Прямоугольные порфиры 62
Псевдотектоника 306
Пуасоньер, дацитовые лавы 267
— риолитовые игнимбриты 267
— серия 267
Пунтеглиас, граниты 230
Пустер, линия 192
Пфальцская фаза 78, 80
Пьемонтская зона 236, 244, 245, 248, 265, 269, 270, 272, 273, 275—277
«Пюи» 409

Рабон, серия 262
Радиоляриты 236, 237
Раздробленные антиклинали 331
Райбльские слои 288, 290, 307
— — с *Cardites* 288
Раковинный известняк 200, 201, 254, 333, 340, 357, 363, 372, 377, 378, 391
Разлом отрыва 192
Рамзау, доломиты 288
Раутас, покровный комплекс 44
Рахов — Синая, зона 284
Реве, глины 105
Ревен 85, 90
— кварциты 91
— свита 91, 93
— сланцы 92, 94
Регионы стабильные 13
Редертен, покров 213
Рейнский грабен 108
— массив 385, 387
Реки Гиль, игнимбриты 267
Релаксация 68
Рена-Рубия, структурная единица 366
Реногерцинская зона 76, 77, 111
Реоигнимбритовые валы 416
Реоигнимбриты 63, 415, 417
Ретрошарьяж 261, 270—272, 294, 389
Рёднингсфьелль, покров 44
Риги, грибовидная складка 172
Ризу, антиклиналь 354, 355
Рингсакер, кварциты 38
Риолиты 405, 408, 421, 422, 424
Рис, бассейн 396, 403, 405
Ритмы девонские 103, 104
Риф 371
— Марокко 198
Рифеиды 32, 33
Рифты 12
Рифы Арденн, девонские 54
— Бельгии, девонские 102, 103
— Готланда, силурийские 50, 51, 53, 103
— коралловые 305
— островов Карлсёарна 54
— Сильян 51
— франские 83, 88
Роддерберг, структура 400
Рози, синклиналь 151
Ройя, структура 190, 191, 249, 252
Рокруа, купол 86
Романские Предальпы 224
Ромбен-порфиры 60, 62—66
Рондаиды 360, 361, 364, 365, 367
Рорак 246, 348, 349
Ротация 119
Рудногорская фаза 78—80, 137, 139
Руководящий горизонт 179, 181
Рурский бассейн 89, 102, 110, 115, 123—125

Саамиды 32
Саарский бассейн 79, 126
Саасберг, чешуи 213
Саксонская орогения 393
— фация 77, 111
Саксо-Тюрингская зона 76, 77
Салап 85
Салинуа, цепь 348
Сальм 90
Сальмская свита 91
Самбр — Маас (Мёз), синклиналь 86
Самбуко, фестон 231
Самых нижних гнейсов, зона 147
Сапде, кольдрон 55, 66
Санкт-Вейт, клиповая зона 283
Сантон 327
Сасенаж, надвиг разрыва 248
Сбросо-глыбовые горы 393
Свекофенниды 31—34
Свекофенний 33
Свиопиды 31
Свиоиий 28, 33
Сдвиги типа Сан-Андреас 347
Севе, покров 43, 44
Северная дуга 344
Северно-Пиренейская с массивами-сателлитами, зона 316
Северный Пилатус, покров 213
— Ригихохфлю, покров 213
Северо-восточная Пиренейская с массивами-сателлитами, зона 317
Северо-Германский бассейн 390, 393
Северо-Пиренейский разлом 316, 318, 328, 329
Сезия, зона 192
Сезия — Ланцо, зона 225
Секван 246, 247, 348, 349
Секс-Мор, покров 220
Селла, покров 231
Сен-Бом, антиклиналь 331
Сен-Виктуар, антиклиналь 336
— структура 334, 335
Сен-Жюльен-де-Вуван, синклинорий 140
Сен-Кассиан, фация 288
Сен-Клод, разрывное нарушение 345
Сен-Лоран, граниты 322

Сеноман 325, 349
Сеноманская трансгрессия 319, 382
Сенон 249, 252, 325, 328
Сентис, покров 190, 214—218, 283
— сжатые складки 190
Сент-Элой, бассейн 161
Сент-Этьенн, толща угленосная 160
— угленосный бассейн 75
Серданский бассейн 329
Серранеа-де-Ронда, перидотиты 362
Серые спарагмиты 43
Сестри-Вольтаджио, зона 165, 274, 275
Сёркедалиты 64
Сжатие дифференцированное 190
— тангенциальное 102, 172, 184, 186, 189, 190, 191, 193, 198
Сиам, структура 354
Сивер, известняки 171
Силезский покров 284
Сильвретта, покров 231
Симано, покров 231, 233
Симме, покров 225, 227, 228
— — 210, 231
Симметричные антиклинали 340
— синклинали 340
Симплон, покров 231
Симплон — Тичино, покровы 177, 178
Синериты 408
Синкинематические граниты 148, 149
Синклинальные долины 342
«Circumscribed», граниты 320, 322
Система минеральных фаций 146
— пенепленов 23
— покровов 185, 186
Скарль, покров 231
Скифия 290
Скифская плита 21
Скифский ярус 201
Складка грибовидная 170, 171
— двойная 171, 200
— каскадная 94, 102
— кулисообразная 185
— лежачая 193
— опрокинутая 179—181, 193, 200, 258, 326, 329, 332, 336
— открытая 95
— сжатая 96
— скалывания 260
— стулообразная 94, 96, 97, 102
— форланда 344
Складки-сбросы 349
Складчатость ассинтская 77
— вторичная 32
— герцинская 319
— кадомская 136
— каскадная 190
— концентрическая 260
— скалывания 260
— срыва 59, 220, 377
— чехла гор Юра 59
«Складчатые и покровные горы» 393
Скольжение гравитационное 172, 190
— изгиба 119
Сланцеватость 116—120, 122
— вторичная 120
— первичная 120, 122
Слите, группа 53, 54
Слоистая текстура 146
Слоистость 116, 117, 122
«Смешанная» зона 359, 362, 366, 368—370
Смоланд, граниты 29
— порфиры 29
Сойя, покров 231, 233
Солифлюкция 412
Соляные валы 389
— куполы 389—392
Сонский грабен 353
Сонско-Ронский грабен 344, 347
Спарагмитовая серия 37—40
— формация 73
Спарагмиты 91, 131—133
Спилиты 113
Срединная рифтовая зона с бассейнами угленосных отложений 129
— синклиналь 255—257
Срединный массив 258
Среднедордонская антиклиналь 148, 151
Срыв 138, 140, 141, 159, 191, 201, 212, 245, 249, 254, 255, 289, 290, 323, 328, 332, 335, 347, 349, 353, 355, 363, 365, 372, 389
Стабильность земной коры 22
Стабильные глыбы 110
Ставло, купол 86
Стампий 411
Степень метаморфизма 146
— метасоматоза 146
Стефан 78, 137, 139, 144, 151, 160, 267, 269
Стиль тектонических чешуй 138
Столбчатый базальт 411
Стора, серия 29
Стресс 118, 120, 124
Строматопоры 53, 54
Структура «faille-pli» 349
— «pli-faille» (надвиги разрыва) 248, 349
— реоигнимбритовая 65
— эшелонированная 185
Структурная перестройка 186
Структуры микротектонические 123
Субальпийская борозда 253, 271
— моласса 287
Субальпийские цепи 242, 243, 245, 247, 248, 254, 255, 267, 313, 329—331, 335, 336, 347, 349, 364
Субальпы 246, 248
Суббетская зона 360, 362—364, 367, 370—372
Суббриансонская зона 243, 225, 265, 266, 268, 275
«Субвулканы» 400
Субгерцинская краевая впадина 123, 124
Субгерцинский передовой прогиб 124
Субиотний 33, 35, 40
Субфузия 400
Судетская орогения 158
— фаза 78—80, 99, 100, 124, 126, 137, 139, 319
Сундре, известняки 53
Суретта, покровы 231
Сьерра-де-лос-Камерос, бассейн 373
Сьерра-дель-Кади, гнейсы 322
Сьерра-Невада, зона 360
— купол 371
— сланцы 360, 368

Тааль, комплекс кристаллических сланцев 370
Тавеч, срединный массив 174, 188

Тамбо, покровы 231
Тангеймское полуокно 292
Тангенциальное сжатие 258, 272, 281, 344, 347, 356
Тарантез, серия 267
Татриды 284
Тауэрн, тектоническое окно 185, 199, 280, 287, 288, 290, 294—296
Тегельберг, синклиналь 292
Тектоника глубинных слоев 233
— грабеновая 300
— гравитационная 102, 159, 186, 189—191, 193, 198, 219, 258, 265, 272, 281, 306, 328, 347, 356, 376, 389
— двухфазовая 356
— долинная (рифтовая) 307
— излома 235
— «истинная» 306—308
— надвиговая 356
— основания 18, 233
— покровная 18, 184, 221, 265
— сбросово-глыбовая 25, 73, 75, 80, 305, 332, 350, 353, 372, 382, 395, 419
— соляная 381, 389
— штокверковая 91, 138
— эрозионная 306—308
Тектоническая линия Средиземное море—озеро Мьёса 56
Тектонический стиль 201
Тектоническое окно 360
— простирание, антифранконское 70
— — герцинское 70
— — рейнское 70
— — рудногорское 70
— — франконское 70
— скольжение 328
Термальный метаморфизм 141
Тессин, покров 231
Тессинские гнейсы 231
Тет-де-Пибоссан, структура 255
Тетис 17, 163, 173, 176, 177, 183—186, 196, 197, 300, 315
Тефрит 405, 411
Тефритовые базальтовые туфы 401
— трахиандезиты 425
Тё, тектоническое окно 83, 90
Тёди, граниты 229, 230
Тиллиты 38, 39, 44, 133, 134
Тине, комплекс 261—263
Тирольская группа 291
Титон 245—247
Тонале, зона 192
— линия 192
Тотенгебирге, покров 291
Тотхорн, покров 213, 221
Тофта, известняки 53
Трассы 399
Трахиандезиты 405, 409, 421, 425
Трахибазальты 421, 425
Трихитовые туфы 401
Трахиты 401, 405, 408, 409
Тремадок 91, 132, 157
Тренто, магматическая провинция 302
«Триада Штейнмана» 202, 237
Триасовые отложения 244
Турбидиты 88, 111, 115, 126, 202, 203, 221, 237, 238, 273
Турне 113
Турон 215, 252, 325
Туффиты 413
Туфшлоты 403
Туфы 425
Тюль, антиклиналь 148, 149, 151

Угленосная борозда 71, 73, 75, 139, 144, 159—161, 405
— лимническая фация 81
— свита 88, 89, 98
— — верхнего карбона 91, 99
— толща 84
— формация 80
Угленосные бассейны 75
Удью, зона 228
Укорочение тангенциальное 193, 196
Украинский щит 21
Ультрагельветские покровы 220, 221, 225, 227, 243
Ультрагельветский флиш 220—222, 224
Ультрадофинская зона 243, 265, 266, 270, 276
«Ультрафлиш» 367
Умбрайль, покров 231
Ундации 198
Ургон 228, 245—247, 249, 253
Ургонская фация 208
— — рифовая 254
Ургонские известняки 208
Ущелий зона 220, 227
Уэртесика, зона брекчированных мраморов 370

Фалькнис, покров 231
Фамен 111
Фаменский ярус 88, 109
Фен, палеозойские отложения 32
Фенестр, анатектиты 262
Фенносарматия 23
Фенноскандия 21, 24
Фенноскандский щит 13, 20, 23—25, 27—31, 35, 37, 71, 393
Феноандезиты 415
Фенобазальты 415
Фенолиты 405
Фепен, несогласие 92, 93
Фернлинги 22
Филипстад, граниты 29
Фламанвиль, граниты 141
Флешерберг, чешуя 213
Флиш 170, 171, 202, 203, 208, 281, 326, 327
Флишевая зона 283
Фонолиты 412
Фонтаниль, известняки 246, 247, 249
Фран 88, 95, 102, 103, 109
Франкельфельз, покров 291
Фридек, покров 284
Фронт верхний мигматитовый 153
— мигматизации 146, 147, 151—153
Фронтальная зона 211
Фтаниты 130, 139
Фюмэ, свита 93

Халла, известняки 53
Халлер, купол 370
Хальштаттские известняки 202, 288, 290
Хальштаттский покров 288, 290

Хамра, известняки 53
Хардграунд 202
Хегау, вулканиты 209
Хеде, известняки 43
Хемберг, ярус 109
Хемсе, группа 53
Хёгклинт, известняки 52, 53
Хиалокластиты 413, 415
Хинтерланд 39
Хорнбак, тектоническое полуокно 292
Хохштеген, фация 295
Хоч, покров 284
Хоэ-Кастен, антиклиналь 217, 218
Хунсрюк, сланцы 111

Центральные массивы 168, 173, 185, 186, 188, 192, 203, 208, 210, 212, 219, 224, 225, 227, 229, 234, 241, 242, 255, 257, 261, 271
Центральный скандинавский остов 40
Цератиты 201
Цехштейн 391, 392
Цикл гото-карельский 30, 31
— готский 29
— Мареалбиди 30
— саамид 30
— свекофеннский 28—30
Циклотемы угленосных отложений 103, 104
Цилиндризм 183, 185, 212
Цинериты 407, 409, 412
— блоковые 407, 409
«Циполиновые» мраморы 322
Циполины 146, 150, 364, 365

Чешская фация 77
Чешуй Ароза, зона 288
Чешуйчатый флиш 304
Чима-д'Асте, граниты 302
Чима-Лунга, покров 233
Чирпен, покров 231

Шамоссер, покров 220, 221
Шамс, покровы 231
Шантонне, надвиг 139
Шармансом, структура 250
Шатолен — Лаваль, синклиналь 129
Шастийон, гнейсы 262
Шастийон — Вальмаск, комплекс 261, 263
Швабский Альб 381
— бассейн 277, 381
— вулкан 403
Швальмерен — Лобхёрнер, покров 213
Швейцарский бассейн 357
Шейдэгг, покров 213
Шильт, покров 213
Школа Клермон-Ферран 145
Шлернские доломиты 288
Шраттовый известняк 171, 208, 211, 214—216, 218, 221, 222, 227
Штансернхорн, клиппы 224
Штейнгейм, бассейн 396, 403

Щелочные базальты 401
Щитовой вулкан 407, 408

Эбро, бассейн 164, 326, 359, 373, 376
Эвапориты 200, 201, 323, 333, 357, 360, 365, 369, 381, 389
Эвгеосинклиналь 33, 199
Эвгеосинклинальные бассейны 198, 202
Эвед-Рамсоса, нижняя формация 53
«Эгёле» 409
Эгюий-д'Арв, флиш 243
Эгюранда, структура 148
Эйфель, фаза 109
Эйфельская меридиональная зона 121
Эйфельский разлом 83, 84, 89, 94
— синклинорий 86
Эке, группа 53
Экериты 60, 61
Экзотический флиш 225
Экре, глинистые сланцы 38
Экстерниды 225
Эктинит-мигматитовые серии 145
Эктиниты, зона 153, 154
— серия 155
Эктиниты 140, 145—149, 151—153
— метасоматические 147
Эллиниды 21, 165
Эльггис, покров 213
Эмбрешитов зона 147, 151
Эмбрешиты 140, 149, 152, 153, 262
Эмбрёнэ, покров 224, 226, 274
— флиш 245, 270
Эмбриональные кордильеры 183—186, 221, 269
Эмс 95, 109, 111
Энгадин, покровы 231
— тектоническое окно 174, 280, 287, 294
Эокембрий 37, 41, 131, 133
Эоловые туфы 63
Эпизона 147
Эпиконтинентальный, понятие 387
— бассейн 202
Эпомео, туфы 419—421
Эрия 23, 24
Эрли, известняки 215
— мергели 215
Эрр, покров 231
Эрратические валуны 220
Эрстфельд, гнейсы 229
Эрчский покров 291
Эссекситы 62
Эт, антиклиналь 354
Этрен 97, 99
Эцталь, покров 231
Эяген, кольдрон 66

Юварская группа 291
Юдикария, разлом 296, 305, 306
Южно-Пиренейская зона с тектоникой скольжения 316, 326
Южный Пилатус, покров 213
— Ригихохфлю, покров 213
Юрский покров 190

Ячеистые доломиты 252, 270, 369, 374

УКАЗАТЕЛЬ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАЗВАНИЙ

Аарский массив 188, 211, 213, 218—220, 226, 229, 230, 255, 280, 283
Аван-Мон, плато 348
Агд, вулкан 75, 397, 413
Адриатическое море 165
Адула, массив 187
Айдат, оз. 411
Алансон 138
Аликанте 165, 359
Альбано, вулкан 418
— оз. 416
Альер, р. 144
Альмерия 361
Альпы, горы 8, 12, 17, 18, 21, 41, 71, 76, 79, 83, 143, 165—167, 169, 171—177, 179, 181, 183—190, 192—199, 201, 203, 208, 209, 211, 214, 226, 235, 236, 241—244, 255, 258, 261, 265—268, 271, 273—277, 284, 286, 287, 290, 293, 300, 305, 306, 313, 315, 316, 321, 324, 331, 333, 342, 347, 348, 356, 359, 360, 364, 368, 371, 372, 389
Альтенар 118
Андернах 399
Андёй 26
Андорра 323
Антиатлас, хр. 20
Апеннинский п-ов 165, 413
Апеннины, горы, 17, 21, 165, 166, 199, 200, 226, 274, 275, 371
Аппалачи, горы 17
Ар, р. 118, 119
Арв, п. 220, 224
Арденны, горы 15, 16, 21, 24, 31, 71, 73, 77, 83—87, 89—92, 94, 97, 99, 100, 102, 104, 105, 108—111, 113, 114, 117, 118, 124—126, 129, 136, 171, 260, 382
Аржантера, массив 226, 242, 248, 249, 255, 261—265, 272, 330
Арича, вулкан 418
Арк, р. 266
Арлон 85
Арморикансий массив 21, 39, 70, 71, 73, 79, 129—133, 135—138, 140, 141, 144, 145, 154—156, 158, 382
Артемизио, вал 418
Арчифлегреус, вулкан 419
Астурия, ист. обл. 313
Атлас, горы 21, 164, 165, 371
Аугсбург 194
Ахен 125

Баварские Альпы, горы 292
Бад-Бертих 399
Бад-Годесберг 116
Баден-Баден 74
Баденвейлер 74
Базель 74, 208, 343, 344
Балайтоса, гора 317
Балеарские о-ва 21, 164, 165
Ба-Лимузен 143, 145, 148
Балканский п-ов 168
Балканы, п-ов 17, 199
Балтийское море 67
Барселона 164
Бая, зал. 420
Безансон 344, 348
Бельдонн, массив 242, 248, 255—257, 330
Бельфор, ущелье 56, 344
Бергамские (Бергамаские) Альпы, горы 302
Бергель, массив 209, 238
Берген 26, 44, 47
Бергсдален 47
Бергфлю 341
Берлин 399
Берн 168, 185, 194, 208
Бетская Кордильера, хр. 17, 21, 164, 173, 198, 200, 359—363, 366, 367 370—372
— Малага, хр. 360, 361, 364—367, 369, 371, 372
— Сьерра-Невада, хр. 360, 361, 364, 366—368, 370
Биллинген, г. 49, 50
Биль 344
Бинген 116, 117
Бове 386
Болонья 194
Больсена, оз. 416
Больцано 194, 302
Большой Сен-Бернар, пер. 235
Бонвин, г. 227
Бонн 108, 365
Боппард 116
Ботнический залив 31
Брабантский массив 21, 83, 85, 86, 89, 97, 100—102, 110, 124, 125
Браччано, оз. 416
Брейсгау 74
Брест 129, 136
Бретань, п-ов 15, 16, 24, 71, 73, 129, 131, 132, 136, 140
Бриансонне 81
Брив 148
Британские о-ва 5
Броль 117
Брюссель 102
Булонне 83
Булонь-сюр-Мер 83
Бюгдёй, п-ов 59

Валлорб 346
Валле-дель-Бове 425, 426

Вальдехут 74
Вандея, деп. 21, 129, 131, 138, 139, 144
Везер, р. 149
Везувий, вулкан 395, 413, 414, 418, 419
Вейр, р. 411
Вейссенштейн, тун. 340, 341
Веле, пров. 75, 144, 397, 405, 412
Велета, пик 371
Вельд 388
Вена 172, 199, 281, 285—287, 292
Венецианские Альпы, горы 302
Венеция 194, 197, 302, 413
Венло 105
Веркур, плоск. 247
Верхний Прованс 313, 329
— Рейн, долина 13, 14
Вестервальд 108, 396, 400
Вестфолль 55
Визе 99, 100
Визо, гора 243
Вико, оз. 416
Вирё 87
Висбаден 109, 110
Висбю 52, 53
Виченцианские Альпы, горы 196, 197
Виши 75
Вогезы, горы 15, 17, 21, 71, 73, 75, 77, 80, 104, 129, 141, 153, 344, 382, 396
Вознесения, о-в 405
Восточного Шпицбергена, массив 21
Восточные Альпы, горы 165—167, 174, 177, 185, 198, 199, 281, 282, 284, 293, 296, 300, 302
— Пиренеи, горы 320—323, 326, 329
Вулькано, о-в 413, 421, 422, 425
Вулькано-делла-Фосса, вулкан 425
Вулькано-дель-Пьяно, вулкан 425
Вульсини, вулкан 416
Высокая цепь 342
Высокие Известняковые Альпы, горы 167, 208, 293

Гайльтальские Альпы, горы 283
Гап 241
Гарц, горы 15, 21, 71, 73, 77, 111, 388
Гаэта 418
Гвадалквивир, р. 13, 14
Генуя 165, 194, 274
Гибралтар 164, 359
Гибралтарский пролив 371, 372
Гималаи, горы 196
Гларус, горы 169
Гольштейн 390
Готардский массив 174, 186, 188, 189, 218—220, 226, 230, 255, 283
Готланд, о-в 49, 50, 52—54
Гранада 361
Гранвиль 133, 134
Гранд-Рус, массив 255
Гран-Паради, массив 225, 273
Граубюнден, кантон 203, 232—234, 238
Гренландия, о-в 21
Гренобль 246—250
Гренхенберг, тун. 340, 342
Гроссе-Митен, горы 222
Гуадикс 361
Гэмпшир, графство 388

Делекарлия, пров. 35, 51
Дан-Бланш, г. 225, 235
Дилль, р. 112
Динан 94—96, 99, 100
Динариды, горы 21, 165, 166, 168, 174, 176, 199, 200, 280, 288
Динкельберге 74
Добрач, хр. 297
Добруджа, обл. 21
Доломитовые Альпы, горы 18, 281, 288, 300, 302, 303, 305—307
Дора-Майра, мас. 225, 273, 275
Дордонь, р. 144, 148
Доттенберг 341
Драуцуг (Дравт), хр. 283, 289, 296, 297, 300
Драхенфельс, вулкан 400
Дунай, р. 75, 167
Дюранс, р. 270, 335

Женева 168, 194, 343
Женевское озеро 224
Жерговия, плато 411, 412
Жьен-сюр-Кюр 80

Зальцбург 283, 290
Зальцкаммергут 288
Западные Альпы, горы 79, 155, 165, 167, 187, 194, 199, 225, 241
— Пиренеи, горы 316, 317, 320, 326, 329
Зауэрланд, горы 108, 126
Зибенгебирге, вулкан 108, 394, 396, 399—401
Зиг, р. 109
Зиген 109
Зигерланд 109
Золотурн 344

Иберийская Месета 21
Иберийские горы 164, 372
Иберийский п-ов 15, 164
Иблея 413, 415, 423
Иврея 277
Известняковые Альпы, горы 203, 291, 292
Изер, долина 248
— р. 277
Иль-де-Буссе 331
Инсбрук 186, 189
Ирландия, о-в 15, 21
Искья, о-в 413, 418—420
Исландия 5, 8, 25, 407, 415
Испанская Месета 315, 360

Кабо-де-Гата 396
Кадис 359
Кайзерштуль 74, 403
Каланда 213
Кальмар 49
Камальдоли 420
Кампен 125
Кампо-де-Гибралтар 371
Кан 129, 132
Канны 333, 394
Кантабрийские горы 159, 313
Канталь, вулкан 75, 144, 397, 405, 407, 408

Караванки, хр. 283, 296, 297
Карлсёарна, о-ва 54
Карнийские Альпы, горы 302
Карпаты, горы 17, 21, 165, 185, 283, 284
Картахена 164, 359, 361
Каскадные горы 405
Кассьер, оз. 411
Кастеллан 251, 331
Каталония, ист. обл. 372
Каталонские горы 164
Катания 413, 415, 425
Каэн 131
Келлервальд, горы 108
Кёльн 112
Килльская возв. 399
Киннекулле, г. 49
Клейне-Митен, горы 222
Клермон-Ферран 73, 75, 144, 145, 151, 407, 411, 412
Коллин-де-Нан 331
Колсос 57
Коль-дю-Лотаре 266
Кольский п-ов 32, 33
Компа 331
Копенгаген 25
Коппарберг, лен 35
Корнуай, массив 155
Коррез, р. 149
Корсика, о-в 21, 164, 196
Кос 16, 397, 405, 412
Котантен, п-ов 71
Коттские Альпы, горы 273
Крокскоген 55, 62
Крым, п-ов 21
Куарон, горы 75, 405
Кувен 102, 103
Кур 283
Кьявенна 209

Лаахер-Зе, оз. 394, 396, 399, 400
Лаврон, плато 348
Лаго-Маджоре, оз. 302
Ла-Грав 266
Лазурный берег 333
Лан, р. 112
Лангедок, ист. обл. 412
Ла-Манш, прол. 83, 129
Ла-Меж, массив 258, 260
Лангр, плато 71
Ланхарон 366
Лапландия, ист. обл. 37
Ла-Сьерра 377
Латиа, вулкан 416
Лациум (Колли-Альбано), вулкан 418
Ле-Марстранд 29
Ленцкирх 74
Ле-Пюи 75
Лигурийская провинция 394, 413
Лигурийское море 165
Лилла-Карлсё, о-в 54
Лиманъ, котл. 405, 407, 409, 410, 412
Лимбург, вулкан 403
Лимож 143
Линт 213
Лион 144
Лионне, горы 144, 156
Липари, о-в 421, 422, 424
Липарские (Эоловые) о-ва 413, 421—423
Лозанна 343
Лозер 144
Ломбардия, область 305, 306
Ломбардские Альпы, горы 168, 302, 304
Лон-ле-Сонье 344, 350—354
Лос-Каньонес, массив 323
Луара, р. 144
Лугано 279, 302
Льеж 31, 85, 88, 99, 125
Люксембург 104

Маас (Мёз), р. 83, 86, 91—97
Маастрихт 383
Малага 173, 361, 364, 365
Малая Шен-де-Пюи 410
Малинверн — Аржантера, комплекс 261
Малые Пиренеи, горы 316
Мальорка, о-в 164, 372
Марбелла 364
Мареалбиди 33
Маржерид 405
Марсель 331
Маттерхорн, г. 235
Маэстразго, горы 372, 375, 376
Медвежий о-в 26
Мелилья 396, 397
Меркантур, массив 174, 242, 248, 255, 261, 262
Месета 15, 362, 363, 367
Мёре 26
Миди-д'Оссо, пик 324
Милан 194
Митен, горы 223
Мозель 105
Модава, р. 75
Монблан, массив 174, 218, 225, 226, 248, 255, 256
Мон-Дор, вулкан 75, 144, 397, 405, 407, 409
Монмелон 345
Монтань-Нуар, горы 21, 24, 71, 75, 91, 144, 148, 150, 151, 153—159, 317, 330
Монте-Амиата, вулкан 415—417
Монте-ди-Прочида, о-в 419
Монте-Нуова, вулкан 419
Монте-Роза, г. 235
Монте-Сомма, вулкан 413, 414, 419
Монте-Эпомео, вулкан 419, 420
Монтро 386
Мор, массив 248, 330, 333
Морван, массив 21, 144, 253, 382
Морез 345
Морьенн, округ 266
Муласен, пик 371
Мьёса, оз. 38, 39, 54
Мюнхен 194, 201

Намюр 86, 88, 99
Нарвик 44
Неаполь 18, 418, 420
Невшатель 343, 356
Неми, вулкан 418
— озеро 416
Несодден, п-ов 56, 57
Нижний Лангедок 405
— Прованс 165, 189, 196, 313, 329—336
Нижняя Саксония, земля 393
Ниттедаль 55

Ницца 194, 224, 225, 254, 264, 335
Новая Земля, о-в 21
Нозерой, плато 354
Нормандия, ист. обл. 15, 73, 129, 131—134, 141

Оберланд 208
Обрак 405, 412
Овернь, ист. обл. 75, 144, 154, 155, 394, 397, 403, 405—407
Оденвальд 76, 77, 121
Озарк, горы 17
Озерный округ 15
Олимп, г. 12
Олот 396
Ольтен 344
Оньон 348
Ордесса, массив 326
Орн, р. 131
Орнан, плато 348
Ортез 328
Осло 25, 38, 39, 44, 49, 54—63, 65—67, 302
Осло-фьорд 26, 54, 57
Оффенбург 74

Па-де-Кале, прол. 81
Пантеллерия, о-в 413
Париж 198, 381, 383
Парикутин, вулкан 419
Пеи-де-Бре 387, 388
Пельву, массив 226, 242, 248, 255, 257—261, 270—272
Пердидо, г. 326
Пик-де-Рошебрюн 271
Пик-Лакура 328
Пикос-де-Эуропа 313
Пиренеи, горы 17, 18, 21, 24, 71, 75, 91, 154—156, 158, 164—166, 192, 196, 313—316, 318—323, 326—330, 335, 359, 371—373
Пиренейский п-ов 71
По, г. 18
— р. 13, 14, 21 275, 277
Польско-Германская низменность 21, 25
Понтарлье 348, 349
Поццуоли 420
Претигау 282
Приморские Альпы, горы 224, 225, 252, 264, 265, 333
Прованс, ист. обл. 17, 18, 192, 248, 265, 313, 324, 329, 331, 332
Прованские Альпы, горы 313, 329
Пуатье, плато 71
Пуэрто-ди-Спаранелло 421
Пьемонт, пров. 245
Пюи-де-Гравенуар, вулкан 409
Пюи-де-Дом 409, 411
Пюи-де-ла-Ваш 409—411
Пюи-де-Лассола 409—411

Рамнес 55
Резина 419
Рейн, р. 16, 73, 105, 111, 115—117, 121, 238, 283, 292, 396, 400
Рейнские Сланцевые горы 15, 16, 21, 71, 73, 77, 83, 88, 89, 104, 105, 108—121, 124, 126, 129, 146, 189, 322, 401
Рейнский массив 384, 397, 398
Рейс 213
Рён 396, 400
Риги 344
Рим 413, 415—418
Римини 194
Рингельшиц 213
Риф 367
Родерберг, вулкан 400
Ройя 252
— р. 249
Роккамонфино, вулкан 418
Рокруа, массив 91—93
Романн, р. 266
Рона, р. 13, 14, 56, 75, 144, 165, 220, 224, 313
Ронда 365
Ругаланн 31, 32
Рудные горы 71, 75, 77, 79, 80
Рыбачий п-ов 26

Сабатини, вулкан 416
Саксония, ист. обл. 167
Салев, хр. 345
Самбр, р. 83
Сан-Винченцо, вулкан 416
Сан-Рафаэл 333
Сардиния, о-в 21
Севенны, горы 144, 153
Северное море 81
Северные Альпы, горы 192
— Известняковые Альпы, горы 167, 174, 199, 201, 280—283, 287—294
Сезалье, плато 405
Секка-д'Искья, вулкан 420
Сена, р. 105
Сен-Бриё 133
Сен-Ло 130
Сен-Мало 133
Сен-Назер 139
Сентис, горы 216
Сент-Этьенн-де-Тине 249
Серпон, массив 86
Серро-дель-Медио, г. 366
Симплон 233
Сиуль, цепь 405
Сицилия, о-в 21, 165, 413, 415, 421, 423
Складчатая Юра, горы 76, 340, 342—344, 347, 349, 353, 355, 356
Сконе, п-ов 50, 53
— пров. 25, 26
Слемместад 55, 58, 59
Согне-фьорд 45
Сольфатара, вулкан 420
Специя 194
Средиземное море 17, 75, 163—165, 245, 264, 313, 359, 364—366, 371, 372, 397, 413
Ставло, массив 90—92, 108, 112
Стокгольм 29, 31
Столовая Юра, горы 342—344
Стора-Карлсё, о-в 54
Страти-ди-Валле 305
Стромболи, о-ва 421—423
Судеты, горы 75, 77, 79
Сулавеси, о-в 173
Сьерра-Арана, горы 366
Сьерра-де-лас-Альпухаррас, горы 365
Сьерра-де-лос-Камерос, горы 372, 375, 376
Сьерра-де-лос-Филабрес, горы 368—370

Сьерра-Кабрера, горы 366
Сьерра-Невада, горы 359, 365, 366, 368—371
Сьюль, вулкан 412

Тавеч, массив 218—220, 255
Тавр, хр. 21
Таннерон, массив 333
Тарн, р. 144
Таррагон 377
Таунус 71, 73, 108, 109, 117
Тауэрн, горы 172
Тайон 251
Тессин 186, 232, 233
Тё 89
Тиманский кряж 21
Тироль, земля 231, 302
Тирренское море 419
Тольфа, вулкан 416
Тоскана, область 413
Тренто 302
Триест 194
Тронхейм 26
Туль, г. 105
Тунское оз. 220, 224
Тюрингенский Лес, горы 76
Тюрингия, ист. обл. 21, 71, 75, 76

Ульм 194
Уошито, горы 17
Урал, горы 13
Урнер-Зее, оз. 216
Уэльс 21

Фалькенштейн, хр. 292
Фальсет 377
Фепен 136
Филиппвиль 102
Финмаркен 38
Финсе 44
Фирвальдштетское оз. 221, 222
Флегрейские Поля, геогр. обл. 413, 418, 420
Флюмен 216
Фогельсберг 394, 396, 400
Фонд-де-ла-Леф 100
Форарльберг 231
Форез 405, 412
Фрейбург 74
Фюмэ 91

Хальштатт 290
Хардангерёкулен, округ 44
Хардангер-фьорд 45
Хауэнштейнбазис, туннель 340, 341
Хегау, вулкан 74, 396, 403
Хунсрюк, горы 71, 73, 108, 109, 117

Цезалье, плато 412
Центральное плато 143
Центральные Альпы, горы 167, 174, 241, 280, 282, 288—290, 293, 294, 316
— Пиренеи, горы, 316, 317
Центральный массив 15—17, 21, 24, 70, 71, 73, 75, 77, 79, 80, 129, 141, 143—157, 160, 161, 263, 321, 330, 382, 397, 405, 412
Циклопа, о-ва 425
Цюрих 194, 208

Чешский массив 21, 287
Чима-д'Асте 188
Чимино, вулкан 416

Шамбери 347
Шампаньоль, плато 354
Шато-Кейрас 270
Шатолен 136
Шафхаузен 74
Швабия, ист. обл. 279
Швабский Альб, плато 396, 403
Шванден 169
Шварцвальд, горы 15, 17, 21, 71, 74—77, 80, 129, 209, 344
Швиц 220, 222
Шен-де-ла-Сиуль 410
Шен-де-Пюи 144, 405, 407, 409—411
Шербур 129, 138, 141
Шлефтео 33
Шпессарт 76, 77
Штутгарт 194, 403
Шульд 118

Эгерсунн 32
Эгюий-Руж, массив 213, 218, 226, 248, 255, 256
Эйфель, горы 83, 87, 88, 108, 394, 396, 398, 399
Экрен, массив 258
Эланд, о-в 49, 51
Эльцталь 74
Эмбрёнэ 199, 225, 226
Эссен 109, 110
Эстерель, массив 248, 265, 302, 330
Этна, вулкан 394, 413, 414, 423, 425—427
Этрен 99

Южные Альпы, горы 165—168, 173, 174, 176, 188, 190, 192, 195—197, 199, 201, 208, 209, 224, 234, 238, 241, 243, 244, 276, 280, 282, 284, 288, 289, 296, 300—302, 305, 306
Юлианские Альпы, горы 302
Юра, горы 17, 18, 59, 71, 76, 156, 163—166, 174, 209, 211, 247, 248, 255, 277, 332, 335, 340, 342, 344—357, 359, 376
Юра-плато 342—344, 348, 349, 355
Ютунхеймен, округ 44

ОГЛАВЛЕНИЕ

От редакции 5

Предисловие автора 7

Глава 1. Основные подразделения 11

Глава 2. Северная Европа. Фенноскандский щит и каледониды 25

Глава 3. Северная Европа. Эпиконтинентальные отложения; геология района Осло; послеледниковое поднятие 49

Глава 4. Герцинская Европа. Общие проблемы 70

Глава 5. Герцинская Европа. Арденны 83

Глава 6. Рейнские Сланцевые горы 108

Глава 7. Герцинская Европа. Арморикапский массив 129

Глава 8. Центральный массив 143

Глава 9. Альпийская Европа. Введение в проблему 163

Глава 10. Альпийская Европа. Новые направления в исследовании альпийской геологии 183

Глава 11. Альпийская Европа. Швейцарские Альпы 208

Глава 12. Альпийская Европа. Французские Альпы 241

Глава 13. Альпийская Европа. Восточные и Южные Альпы 280

Глава 14. Альпийская Европа. Пиренеи и Нижний Прованс 313

Глава 15. Альпийская Европа. Горы Юра 340

Глава 16. Альпийская Европа. Бетская Кордильера, Иберийские цепи и каталониды 359

Глава 17. Низменности и низкие плато 381

Глава 18. Молодые вулканические породы 394

Предметный указатель 430

Указатель географических названий 441

Примечание. В дополнительной литературе приведены статьи Трудов XXIII Геологического конгресса (Прага, 1968 г.).— *Прим. ред.*

«НАУКИ О ЗЕМЛЕ»

т. 46

М. Руттен

Геология Западной Европы

Редактор *Г. РОМАНОВИЧ*

Художественный редактор *В. Варлашин*

Технический редактор *Н. Иовлева*

Сдано в набор 31/I 1972 г. Подписано к печати 18/VII 1972 г.
Бумага № 1 70×108¹/₁₆=14 бум. л. 39,20 усл. печ. л.
Уч.-изд. л. 42,38. Изд. № 5/5904. Цена 4 р. 59 к. Зак. 0135

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР»
Москва, 1-й Рижский пер., 2

Ордена Трудового Красного Знамени
Московская типография № 7 «Искра революции»
Главполиграфпрома Комитета по печати при
Совете Министров СССР
г. Москва, Трехпрудный пер., 9

4 59
4 59
9 18

УВАЖАЕМЫЙ ЧИТАТЕЛЬ!

Ваши замечания о содержании книги, ее оформлении, качестве перевода и другие просим присылать по адресу:

129820, Москва, И-110, ГСП,
1-й Рижский пер., д. 2,
издательство «Мир»

459