А. Д. АРХАНГЕЛЬСКИЙ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ СССР

ГОСГЕОЛТЕХИЗДАТ



А. Архангельский

(1879—1940)

550:9(с)
А 87

А. Д. АРХАНГЕЛЬСКИЙ

551.1/4
55(с)
А. 87

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ СССР

Инв. 2408

Редколлегия
ИГЕН Академии наук СССР в составе:
Н. А. Архангельская, А. А. Блохин,
проф. В. В. Меннер и Б. А. Петрушевский



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

ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
НЕФТЯНОЙ И ГОРНО-ТОПЛИВНОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
Москва 1941 Ленинград

55
А—87 доб. 622

АННОТАЦИЯ

Книга акад. А. Д. Архангельского „Геологическое строение и геологическая история СССР“ представляет сводку наших знаний о геологической структуре и стратиграфии СССР и дает картину геологической истории этой территории.

Третье издание коренным образом переработано. В него включено описание восточной лежащей за Енисеем части СССР, которая в предыдущих изданиях не рассматривалась, и сделаны дополнения по материалам последних лет. Кроме того, в книгу включен краткий обзор геологической структуры остальной поверхности земли, что дает возможность рассматривать процесс геологического развития советской территории на фоне геологической истории всей земли.

В отличие от предыдущих изданий книга подразделена на два тома, из которых первый содержит описание структуры, а второй описание стратиграфии и историю развития.

Книга предназначена для всех геологов, для преподавателей геологии, а также может служить учебным пособием при прохождении курса „Геология СССР“.

Технический редактор Ш. Б. Вайнштейн

Индекс ГГР-65-5-4 | Прот. Т. К. К. № 13 от 15/XI 1940 г.
Сдано в набор 8/V 1940 г. | Подписано к печати 20/XI 1940 г.
Тираж 7000 экз. Заказ № 900 | Формат бумаги 60×92 1/16
Объем { 32 уч. авт. л. / 23 1/2 печ. л. + 26 вкл. | Изд. № 10 / Учетный № 1192
Л 69812 | Цена 15 руб., перепл. 2 руб.

Тип. «Красный Печатник». Ленинград, Международный пр., 75а.

ОТ ИЗДАТЕЛЬСТВА

ОГРОМНАЯ ШИРОТА НАУЧНЫХ ИНТЕРЕСОВ А. Д. АРХАНГЕЛЬСКОГО ВЛЕКЛА ЕГО К РАБОТЕ В САМЫХ РАЗЛИЧНЫХ ОБЛАСТЯХ ГЕОЛОГИИ. ЕГО ТРУДЫ ПОСВЯЩЕНЫ ВОПРОСАМ СТРАТИГРАФИИ И ПАЛЕОНТОЛОГИИ, ТЕКТОНИКЕ И ЛИТОЛОГИИ, ГЕНЕЗИСУ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОБЩЕТЕОРЕТИЧЕСКИМ ПРОБЛЕМАМ; ВО МНОГИХ ИЗ ЭТИХ ОБЛАСТЕЙ А. Д. АРХАНГЕЛЬСКИЙ ПОКАЗАЛ СЕБЯ НЕПРЕВЗОЙДЕННЫМ МАСТЕРОМ, ЗНАЧИТЕЛЬНО РАСШИРИВ КРУГ НАШИХ ЗНАНИЙ ПО ЦЕЛОМУ РЯДУ ОСНОВНЫХ ВОПРОСОВ СОВРЕМЕННОЙ ГЕОЛОГИИ, ПРИЧЕМ НЕ ТОЛЬКО ПО КОНЕЧНЫМ РЕЗУЛЬТАТАМ ИССЛЕДОВАНИЙ, НО И ПО САМОЙ МЕТОДИКЕ ИХ.

В РЯДУ РАБОТ А. Д. АРХАНГЕЛЬСКОГО ОДНО ИЗ ГЛАВНЫХ МЕСТ ЗАНИМАЮТ ЕГО ИССЛЕДОВАНИЯ, ПОСВЯЩЕННЫЕ АНАЛИЗУ СТРОЕНИЯ ВОСТОЧНОЕВРОПЕЙСКОЙ ИЛИ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ОКРУЖАЮЩИХ ЕЕ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ. ПОСЛЕ А. П. КАРПИНСКОГО, ДАВШЕГО ПЕРВУЮ СХЕМУ СТРОЕНИЯ И ИСТОРИИ ЭТОЙ ТЕРРИТОРИИ, НАМЕТИВШИЕ ПЕРВЫЕ ВЕХИ ЕЕ СТРУКТУРНОГО ПЛАНА, А. Д. АРХАНГЕЛЬСКИЙ БЫЛ СЛЕДУЮЩИМ, КТО ПРОДОЛЖИЛ, РАЗВИЛ И УГЛУБИЛ ЕГО ИДЕИ, ОСТАВИВ СОВЕТСКИМ ГЕОЛОГАМ ЦЕЛУЮ СЕРИЮ СВОИХ РАБОТ, ОСВЕЩАЮЩИХ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ИСТОРИЮ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ОБШИРНЫХ ОБЛАСТЕЙ НАШЕГО СОЮЗА.

ПЕРВЫЕ КАПИТАЛЬНЫЕ СВОДКИ А. Д. АРХАНГЕЛЬСКОГО, ОПУБЛИКОВАННЫЕ ЕЩЕ В ДОРЕВОЛЮЦИОННЫЕ ГОДЫ, БЫЛИ ПОСВЯЩЕНЫ ОБОБЩЕНИЮ МАТЕРИАЛОВ ПО ГЕОЛОГИИ СРЕДНЕЙ И ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ.

В 1923 г. ИЗДАНА ЕГО НЕБОЛЬШАЯ, ПОЛНАЯ ГЛУБОКИХ ТЕОРЕТИЧЕСКИХ ИДЕЙ РАБОТА: «ВВЕДЕНИЕ В ИЗУЧЕНИЕ ГЕОЛОГИИ ЕВРОПЕЙСКОЙ РОССИИ».

ПО МЕРЕ НАКОПЛЕНИЯ ФАКТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА И ОБРАБОТКИ ЕГО, А. Д. АРХАНГЕЛЬСКИЙ ВСЕ БОЛЕЕ РАСШИРЯЛ КРУГ СВОИХ ОБОБЩЕНИЙ. В 1932 г. А. Д. АРХАНГЕЛЬСКИЙ ДАЛ КАПИТАЛЬНУЮ СВОДКУ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ВСЕЙ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР И СРЕДНЕЙ АЗИИ, А В 1934 г., ВО ВТОРОМ ИЗДАНИИ ЭТОЙ СВОДНОЙ РАБОТЫ, ВКЛЮЧИЛ В КРУГ СВОЕГО АНАЛИЗА ОБШИРНЫЕ ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНОСИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ И КАЗАХСТАНА.

К XVII МЕЖДУНАРОДНОМУ ГЕОЛОГИЧЕСКОМУ КОНГРЕССУ, СОСТОЯВШЕМУСЯ В МОСКВЕ ЛЕТОМ 1937 г., А. Д. АРХАНГЕЛЬСКИЙ С ЦЕЛОЙ ГРУППОЙ СВОИХ ТОВАРИЩЕЙ ПО РАБОТЕ И УЧЕНИКОВ ПОДГОТОВИЛ И ОПУБЛИКОВАЛ КОЛЛЕКТИВНУЮ МОНОГРАФИЮ ПО ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ТЕРРИТОРИИ ВСЕГО СОВЕТСКОГО СОЮЗА. УЖЕ

В ЭТОЙ РАБОТЕ ДАН КРАТКИЙ ОБЗОР ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ВНЕСОЮЗНЫХ СТРАН АЗИАТСКОГО МАТЕРИКА.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ОБШИРНЫХ ПЛОЩАДЕЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ МОЖЕТ БЫТЬ ПОНЯТО ТОЛЬКО НА ФОНЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ В ЦЕЛОМ. ПОЭТОМУ, ЖЕЛАЯ ПОДВЕСТИ ИТОГ СВОИМ ДОЛГОЛЕТНИМ ИССЛЕДОВАНИЯМ, А. Д. АРХАНГЕЛЬСКИЙ В ПОСЛЕДНИЕ ГОДЫ СВОЕЙ ЖИЗНИ ПРОВОДИЛ КРУПНУЮ РАБОТУ ПО СРАВНИТЕЛЬНОМУ АНАЛИЗУ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ СССР НА ФОНЕ ИСТОРИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ. ИТОГОМ ЭТОЙ ЕГО РАБОТЫ ДОЛЖНА БЫЛА ЯВИТЬСЯ ДВУХТОМНАЯ МОНОГРАФИЯ ПО ВОПРОСАМ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ И ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ТЕРРИТОРИИ СССР В СРАВНЕНИИ С ОСТАЛЬНОЙ ПОВЕРХНОСТЬЮ ЗЕМНОГО ШАРА. ПЕРВЫЙ ТОМ ЭТОЙ МОНОГРАФИИ, ПОСВЯЩЕННЫЙ ОПИСАНИЮ СТРУКТУР И ИХ РАЗВИТИЯ, БЫЛ СДАН А. Д. АРХАНГЕЛЬСКИМ В ИЗДАТЕЛЬСТВО В КОНЦЕ 1939 г. И ПЕЧАТАЕТСЯ ЗДЕСЬ БЕЗ КАКИХ-ЛИБО ИЗМЕНЕНИЙ И ДОПОЛНЕНИЙ МАТЕРИАЛАМИ, ПОЛУЧЕННЫМИ ПОСЛЕ ЭТОГО ВРЕМЕНИ.

В НАБОР ЭТА КНИГА ПОШЛА УЖЕ ПОСЛЕ СМЕРТИ А. Д. АРХАНГЕЛЬСКОГО.

ПРЕДИСЛОВИЕ К ТРЕТЬЕМУ ИЗДАНИЮ

В третьем издании книга очень сильно отличается от ранее изданной. Первое издание [22] имело своей задачей ознакомление читателя с геологическим строением и историей развития Европейской и Среднеазиатской частей СССР. Во втором [24] территория, подлежавшая описанию, значительно увеличилась включением в нее восточного Казахстана и Западносибирской низменности. В настоящем издании рассматривается уже вся площадь Советского Союза, причем описание структуры и истории геологического развития его ведется на фоне рассмотрения структуры и истории развития остальной части поверхности Земли. К такому изменению способа описания привел меня опыт работы над недавно опубликованным «Кратким очерком геологической структуры и геологической истории СССР» [34].

Опыт этот показал, что надлежащим образом уяснить некоторые основные черты геологического прошлого нашей страны возможно лишь при условии, если ее история будет рассматриваться не оторванно, а в теснейшей увязке с историей других стран, в некоторых случаях даже очень удаленных. С другой стороны, такое изучение вопроса дает возможность уяснить некоторые общие геологические закономерности, которые без углубленного знакомства с геологическим строением СССР установить невозможно.

Таким образом предлагаемая вниманию читателя книга ставит своей главной задачей обрисовать в основных чертах геологическую структуру СССР, изложить историю развития этой структуры и уяснить те общие закономерности геологических процессов, которые можно подметить на основе изучения геологии нашей страны в сравнении с геологией других стран.

Возможность разрешения этой задачи появилась благодаря тем огромным геологическим исследованиям, которые были произведены на территории СССР после Октябрьской революции. Состояние знаний о геологическом строении нашей страны в дореволюционное время было настолько неудовлетворительно, что поставленную нами задачу нельзя было надлежащим образом разрешить

даже в отношении наиболее изученной Европейской части ее территории. В Азиатской части России в дореволюционное время огромные пространства совершенно не были освещены геологически или об их строении можно было делать только более или менее вероятные предположения на основе беглых маршрутных наблюдений, которые производились во время больших экспедиций, притом нередко людьми, недостаточно компетентными в геологии. Вследствие этого о стратиграфии и тектонике Азиатской части России и особенно Сибири в литературе имелись лишь крайне отрывочные сведения, которые не давали возможности составить даже приблизительного представления об истории ее развития. В настоящий момент положение резко изменилось, и хотя советским геологам предстоит еще гигантская работа детального изучения геологической структуры страны, все же основные черты ее геологического строения и истории можно считать разъясненными, поэтому решение поставленной нами задачи представляется вполне возможным.

Огромный участок земной коры, на котором расположена территория СССР, представляет для познания общих закономерностей геологических процессов такие благоприятные условия, каких нельзя найти ни в какой другой стране мира.

Вполне очевидно, что выявление упомянутых закономерностей возможно лишь в том случае, если мы станем планомерно изучать такие участки земной коры, которые соответствуют основным структурным элементам последней, и притом поставим свое исследование таким образом, чтобы оно наилучше вскрывало взаимодействие структурных элементов различного характера. Как известно, по современным представлениям основными структурными элементами земной коры в пределах континентов являются, с одной стороны, геосинклинальные области или орогены, а с другой, — платформенные массивы; изучение их структуры, их взаимоотношений, их развития и может дать нам материал для разрешения поставленной выше задачи.

Если посмотреть, как эти элементы для различных геологических эпох распределяются на территориях отдельных государств, то легко увидеть, что относительно очень благоприятные условия для изучения интересующих нас вопросов имеются в США, особенно если их рассматривать вместе с Канадой. Здесь мы имеем платформенный массив древнего Канадского щита, окруженный палеозойскими и мезозойскими геосинклинальными областями, что при относительно хорошей изученности геологического строения страны дает возможность детального ознакомления с историей развития этих элементов и их взаимоотношений. К сожалению, однако,

горные сооружения, возникшие в свое время в упомянутых сейчас геосинклинальных областях и окружающие Канадский щит, с востока и запада обрезаны океаном, и мы не имеем возможности ознакомиться с их противоположными окраинами, не говоря уже о других примыкающих к ним платформах.

Территория СССР (см. табл. 1) соответствует целым двум платформам палеозойской эры, Восточноевропейской и Сибирской, разделяющей их Урало-Сибирской геосинклинальной области, а также геосинклинальным областям, ограничивавшим упомянутые платформы с юга и востока. Если присоединить к нашей площади еще прекрасно изученную площадь Западной Европы, то мы получим как бы две северные Америки, поставленные одна около другой.

Для мезозойской и кайнозойской эры мы имеем на территории СССР одну гигантскую, сложно построенную платформу, обрамленную с юга и востока геосинклинальными областями, т. е. имеем условия, напоминающие условия Северной Америки. Преимущества нашей территории заключаются в том, что южная геосинклинальная полоса вместе с прилегающей к ней с юга платформой, хотя и находится вне советской территории, но все же располагается частично в пределах континента Евразии. Если взять этот континент в целом или даже одну азиатскую его часть, то они представляют для решения интересующих нас вопросов уже совершенно исключительно благоприятные условия.

Не удивительно поэтому, что мысль крупных тектонистов, пытавшихся понять закономерности развития земной коры и механизм ее движений, всегда сосредоточивалась на Евразии в целом и на Азии в частности. Из изучения Азии исходит и последняя крупнейшая работа этого рода, принадлежащая Аргану, который своей идеей глубинных складок пытался ввести в круг обычных тектонических представлений нечто действительно новое [10, 456, 457].

Основным, непреодолимым до сих пор препятствием к использованию Азии в качестве отправного материала для создания теории развития земной коры была малая изученность геологического строения этого континента. Не говоря уже о Малой Азии, Иране, Афганистане, западном и Северном Китае и Тибете, которые и теперь геологически еще чрезвычайно мало изучены, вся северная половина Азиатского материка, занятая Азиатской частью царской России, не давала для этого почти никакого материала. В настоящее время положение, как мы видели выше, резко изменилось, поэтому мы имеем основания надеяться получить несколько более удовлетворительные результаты, чем предыдущие исследователи.

Значительно изменилось за последние 20 лет положение и

с познанием геологического строения южной половины Азиатского материка. Далеко продвинулось благодаря работам китайских геологов изучение геологии восточного Китая; очень много сделано для выяснения геологической структуры французского Индокитая; благодаря опубликованию работ экспедиций Свен Гедина, в частности исследований Норина [521, 522] и американской Монгольской экспедиции [работа Berkey и Morris, 460], начинают выясняться основные черты геологического строения Центральной Азии, о которой мы до последнего времени знали чрезвычайно мало.

Вторым условием, которое дает нам резкие преимущества перед зарубежными геологами при попытках вскрыть общие закономерности геологических процессов, является наша методология диалектического материализма, которая в Западной Европе и Америке, если и применяется, то только бессознательно. Изучая историю развития представлений об основных элементах структуры земной коры, о развитии геосинклинальных и платформенных областей и т. д., на каждом шагу можно чувствовать, каким тяжким бременем на общее развитие нашей науки ложится это отсутствие правильной методологии. Например, североамериканские геологи, несмотря на сравнительно очень благоприятные природные условия их страны, о которых уже сказано было выше, на относительно очень хорошую изученность их территории, при попытках уяснить развитие складчатых горных сооружений Американского континента не могут продвинуться вперед, так как над ними тяготеет совершенно неправильная, нашему миросозерцанию совершенно чуждая идея постоянства, извечности океанов и континентов, приводящая их к странным представлениям о краевых массивах или бордерлэндах и пр.

В связи с изменением изучаемой территории пришлось в этом издании увеличить объем книги и отказаться от приведения тех очень больших списков литературы, которые давались в двух первых изданиях. Сейчас я даю указания лишь на главнейшие, преимущественно более новые литературные источники, в которых можно найти более подробные списки литературы.

В отличие от предыдущих изданий тектоническая часть помещена не в конце, а в начале книги.

Необходимым пособием при чтении книги должна быть геологическая карта СССР в масштабе 1 : 5 000 000 (издания 1937 г.) и карта Европейской части СССР в масштабе 1 : 2 500 000 (издания 1933 г.). Для зарубежных стран можно рекомендовать геологическую карту мира в масштабе 1 : 15 000 000, изданную под редакцией Бейшлага [461], и маленькую учебную карту Западной

Европы под редакцией Бейшлага [462]. Геологические карты мелкого масштаба для СССР и для всей земной поверхности можно найти, кроме того, в Большом советском атласе мира [51].

С момента окончания рукописи этой книги и до начала ее печатания прошло довольно большое время и в литературе появилось немало новых геологических данных, которые уже не могли быть включены в работу. Исключение мною сделано лишь по отношению к Русской платформе, для которой в связи с поисками нефти особенно много сделано и для которой эти новые сведения частично удалось включить в книгу во время печатания.

ПРЕДИСЛОВИЕ К ПЕРВОМУ ИЗДАНИЮ 1932 г.

Предлагаемая вниманию читателя книга развилась из лекций по курсу «Геология СССР», читавшемуся мною в I Московском университете и в Московской горной академии. Я счел себя обязанным дать в руки своих молодых товарищей по преподаванию книгу, которая заключала бы в себе, во-первых, достаточный для серьезного общего ознакомления с предметом фактический материал, во-вторых, некоторые обобщения и выводы, которые я считаю возможным делать на основе существующего у нас, все еще очень скудного, к сожалению, материала, и, в-третьих, такую литературу предмета, которая давала бы возможность перейти от чтения этой работы к серьезному изучению того или иного вопроса по первоисточникам. Кроме преподавателя, книга может, конечно, пригодиться и каждому геологу, стремящемуся получить общее представление о геологии нашей страны.

Резко подчеркивая, что книга отнюдь не является учебником, я в то же время думаю, что она при полном отсутствии у нас настоящей учебной литературы при надлежащей консультации может помочь и студенту-геологу старших курсов, в особенности при его работе на практике.

Книга в основном была закончена к октябрю 1931 г. Более поздние литературные источники использованы мною лишь в тех случаях, когда сведения, заключающиеся в них, представляют особенно большой интерес.

При изучении книги совершенно необходимо пользоваться обзорными геологическими картами, из которых нужно рекомендовать печатающееся в настоящий момент новое издание 60-верстной карты Европейской части СССР, очень удобную для пользования карту той же области в масштабе 150 верст в дюйме [89], карты Урала и Кавказа в масштабе 1 : 1 000 000 [90 и 449], карту Туркестана в масштабе 1 : 1 680 000 [87], и, наконец, 10-верстные геологические карты Донецкого бассейна и Крыма, изданные Геологическим комитетом.

ТОМ ПЕРВЫЙ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СССР И ЕГО ОТНОШЕНИЕ К СТРОЕНИЮ ОСТАЛЬНОЙ ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

ТЕРРИТОРИЯ СССР И ЕВРАЗИЯ В ЦЕЛОМ

ВВЕДЕНИЕ

Основные геолого-географические подразделения СССР

Прежде чем перейти к обзору тектоники СССР и прилежащих частей Евразиатского материка, напомним в самых кратких чертах основные геолого-географические подразделения советской территории.

По устройству поверхности территория эта представляет большое разнообразие. Наибольшая северная часть ее имеет равнинный характер и ее можно подразделить на три части: Восточноевропейскую равнину, Западносибирскую низменность и Среднесибирскую или Енисейско-Ленскую плоскую возвышенность. Границей между первой и второй областями служит низкий Уральский хребет, а между второй и третьей — р. Енисей.

Восточноевропейская равнина на западе распространяется на территорию прибалтийских государств и на значительную часть б. Польши, а на юго-востоке переходит за р. Урал в Азию и в промежутке, разделяющем южный конец Уральской горной системы от Каспийского моря, сообщается с низменными равнинами Приаралья и Средней Азии, о которых мы будем говорить дальше. На северо-западе, за линией Финский залив — Онежское озеро — Белое море, равнина сменяется волнистой страной, которая обнимает советскую Карелию, Кольский полуостров, Финляндию и Швецию. По характеру рельефа этот район достаточно резко разнится от более южных частей нашей площади, но по геологическому строению неразрывно с ним связан.

Западносибирская низменность представляет почти идеальную равнину, поверхность которой в общем медленно понижается с юга на север, где низменность переходит в дно моря. С запада низменность ограничивается Уральским хребтом, восточный склон которого чрезвычайно полог и незаметно переходит в примыкающие к нему равнины. С востока низменные равнины Западной Сибири примыкают к возвышенной Сибирской платформе, которая отделяется от них течением р. Енисея. С юга Западносибирская низменность на большей части ее протяжения ограничивается возвышенными и частью горными районами Казахской складчатой страны и Алтайско-Саянской системы; на юго-западе, в бассейне Тургаев и Иргиза, эта полоса возвышенностей прерывается, и Западносибир-

ская низменность широким проливом, получившим название Тургайского, сообщается с низменными равнинными пространствами, расположенными по побережьям Аральского моря и по нижнему течению рр. Аму-дарьи, Сыр-дарьи и Чу. В этой области между Каспийским и Аральским морями располагается обширное плоское плато Устюрт. Южнее, отделяясь от последнего Сарыкамышской озерной впадиной и древним руслом Узбой, лежит песчаная пустыня Кара-кум, на юге доходящая до подножья горного хребта Копет-даг.

К юго-востоку от Аральского моря, между рр. Аму-дарья и Сыр-дарья, располагается песчаная пустыня Кызыл-кум, в средних частях которой разбросаны изолированные небольшие горные хребты, представляющие последние отроги горной системы Тянь-шаня. Горный хребет Кара-тау отделяет на северо-востоке от Кызыл-кумов еще одну полосу низменных равнин, которая относительно узкой полосой глубоко вдается на юго-восток между Каратау и возвышенным палеозойским массивом Центрального Казахстана.

Восточная часть равнинной области занята огромной Среднесибирской плоской возвышенностью, в рельефе которой преобладают столовые возвышенности и обширные плато. Западной границей этой области является р. Енисей, а восточной — р. Лена от устья до впадения Алдана и далее — р. Алдан. На севере Среднесибирская плоская возвышенность отделяется от Карского моря низменным хребтом Бырранга, расположенным на полуострове Таймыр, а к морю Лаптевых выходит непосредственно. На юге равнинная область ограничивается высотами хребта Восточный Саян, Байкальского и Патомского нагорья и Станового хребта.

Описанные равнинные пространства почти со всех сторон окаймляются разнообразными горными сооружениями, которые прерываются на больших расстояниях лишь на севере, где Восточноевропейская, Западносибирская и частично Среднесибирская равнины непосредственно граничат соответственно с Баренцовым морем, Карским морем и морем Лаптевых. На большей части своего протяжения это горное кольцо лежит на территории СССР, но на западе выходит из его границ, располагаясь на территории Средней и Западной Европы. Если принимать во внимание Уральский хребет, то окажется, что горные сооружения образуют два кольца, одно из которых располагается по периферии Восточноевропейской равнины, а другое — по периферии Западносибирской низменности и Среднесибирской плоской возвышенности.

Кольцо горных сооружений, окружающих Восточноевропейскую равнину, начинается на северо-западе, в Норвегии, Каледонским горным хребтом, в котором складкообразующие процессы закончились еще в конце силурийского периода. На юге он имеет СВ простирание, но затем у северо-восточного угла Скандинавского полуострова поворачивает на север и здесь обрезается Ледовитым океаном.

На пространстве, разделяющем северную часть Каледонской цепи от Полярного Урала, Восточноевропейская равнина переходит в дно неглубокого Баренцова моря. Более внимательное изу-

чение вопроса показывает, однако, что вполне постепенный переход от суши ко дну моря имеет место лишь восточнее Чешской губы, в области Большеземельской тундры. На остальном протяжении между главной южной частью Восточноевропейской равнины и северной частью ее, занятой теперь Баренцовым морем и Большеземельской тундрой, намечается существование некоторой орографической границы в виде гряд низких холмов и увалов, которые составляют, повидимому, части некогда бывшего единого целого. На юго-востоке полоса этих возвышенностей начинается низким Тиманским кряжем, который отходит от Урала несколько севернее Чердыни и тянется на северо-запад к берегу Чешской губы. К западу от последней продолжением Тимана является низкий кряж — Канинский камень, который на Канином Носу обрезается Баренцовым морем. Не исключена возможность, что некогда полоса Тиманско-Канинских возвышенностей распространялась еще дальше на северо-запад и что к той же системе относятся о. Кильдин и полуостров Рыбачий.

Восточной границей Русской равнины является верхнепалеозойский Уральский хребет, который на севере через хребет Пайхой и о. Вайгач продолжается в возвышенности Новой Земли. На юге Урал в настоящее время оканчивается Мугоджарскими горами, далеко не доходя до возвышенностей Средней Азии. Здесь Восточноевропейская равнина на большом протяжении граничит непосредственно с низменностями Приаралья и с Каспийским морем.

С юга Восточноевропейская равнина ограничивается полосой горных сооружений, складчатая структура которых окончательно сложилась в верхнетретичное время. К ним относятся Кавказская горная система и Крымские горы. На юго-западе к краю равнины примыкают дуга Карпат и Келецко-Сандомирский кряж.

Кольцо горных сооружений, расположенных вокруг Восточноевропейской равнины, еще раз прерывается в пределах б. Польши и Германии, где наша равнина сливается с Польско-Германской низменностью.

Переходим теперь к тому горному кольцу, которое окаймляет равнины Азиатской части СССР. На западе в состав его входит Урал. У северной границы равнинной области кольцо является неполным, так как здесь уцелел только низкий хребет Быранга на полуострове Таймыр, в котором складчатость создалась в конце палеозоя. С северо-востока, востока и юго-востока к Енисейско-Ленской равнине примыкает очень сложно построенная горная плоская возвышенность, в западных частях которой возникновение складчатой структуры относится к мезозойскому, а в восточных — к кайнозойскому времени. В состав этой горной страны на северо-востоке входят система Верхоянского хребта, сложная система горных сооружений, объединяемых под названием хребта Черского, Анадырский, Колымский, Коряцкий хребет и хребты полуострова Камчатки, а также ряд низменных впадин и плоских возвышенностей, расположенных между упомянутыми хребтами (Янская, Индигирская, Колымская низменности, Юкагирское плато, Анадырская низменность и др.). На юго-востоке к мезозойским

складчатым сооружениям относятся горы Сихотэ-алинь, Буреинский хребет и хребет Малый Хинган.

Особенно сложными в геологическом и в орографическом отношениях являются те горные сооружения, которые примыкают к равнинным областям в Азии с юга. Если итти с востока на запад, то возраст складчатости этих сооружений становится все более молодым. На востоке к Среднесибирской плоской возвышенности примыкает Байкальское, Байкало-Олекминское, Патомское нагорья, Витимское плато, Яблоновый и Становой хребты, а также Восточный Саян, складчатая структура которых сложилась частью еще в протерозое, частью же в конце древнего палеозоя. К югу от них, в Восточном Забайкалье, мы имеем дело с продолжением более молодых, мезозойских складчатых сооружений. Западнее, между Восточным Саяном и долиной Иртыша, располагается очень сложно построенная горная система, являющаяся продолжением горных хребтов, расположенных в пределах Монгольской народной республики — Монгольского Алтая, Танну-ола и др. Она подразделяется на несколько основных орографических элементов. Между озером Зайсан и р. Иртышом на юго-западе и системой Телецкого озера и р. Бией на северо-востоке располагается Алтайская горная группа, восточные, наиболее возвышенные части которой известны под названием Катунских и Чуйских Альп. К востоку от Телецкого озера вдоль государственной границы протягивается хребет Западный Саян и Сайлюгем. Между рр. Обью и Томью от области стыка между Алтаем и Западным Саяном отходит на ССЗ невысокий хребет Салаир, а к востоку от Томи параллельно ему протягивается хребет Кузнецкий Ала-тау, являющийся отрогом Западного Саяна. Пониженное пространство, отделяющее Салаир от Кузнецкого Ала-тау, занято Кузнецким каменноугольным бассейном и известно под названием Кузнецкой котловины. Вторая обширная котловина (вернее, группа котловин) — Минусинская — располагается к востоку от Кузнецкого Ала-тау и ограничена на западе этим хребтом, на юге — Западным Саяном и на востоке — хребтом Восточный Саян. Возраст складчатости в этой горной стране меняется от древнепалеозойского на востоке до верхнепалеозойского на западе.

Следующая к западу система горных сооружений начинается восточнее границы СССР хребтом Тарбагатай и горами Джунгарии. К этой системе на юге относится Джунгарский Ала-тау и Чу-Илийские горы, и на севере так называемый палеозойский массив Центрального Казахстана, расположенный между бассейном Тургаев или Тургайским проливом на западе, р. Иртышом на северо-востоке, р. Чу, озерами Балхаш и Ала-куль на юге. На большей части площади область эта имеет неправильно холмистую поверхность, по которой местами протягиваются невысокие горные кряжи (Улу-тау, Еремень-тау и др.). По направлению на юго-восток страна повышается, рельеф делается более резким и определенным, и на смену неправильному мелкосопочнику появляются горные гряды и хребты северо-западного простирания. К югу от р. Чаган, впадающей в р. Иртыш слева, немного ниже Семипалатинска, и бассейна озера Зайсан располагаются хребты Чингиз-тау,

Акча-тау и Тарбагатай, сменяющие один другого с северо-запада на юго-восток, а к северу от упомянутых рек — хребет Калбинский.

К югу от течения р. Или располагается горная система Тянь-шаня, являющаяся продолжением гор того же имени, расположенных в Китае. В восточных частях эта горная система слагается из пучка тесно сближенных могучих горных хребтов, имеющих ЗЮЗ простирание. По мере движения на запад хребты, дугообразно изгибаясь, принимают сначала широтное, а затем ЗСЗ направление, отделяясь один от другого и расходясь при этом широким веером. У западного окончания горные цепи сильно понижаются, частью распадаются на отдельные небольшие горные массивы и разделяются одна от другой широкими пониженными равнинными пространствами. Так, вдоль р. Чу между Чу-Илийскими горами и Казахской складчатой страной, с одной стороны, и хребтом Кара-тау, с другой, — располагается Голодная степь (Бед-Пак-Дала) и песчаная пустыня Муюн-кум, а между Кара-тау на СВ и Нура-тау и отдельными пустынными горами, продолжающими последний хребет, — пустыня Кызыл-кум. Возраст складчатости как в Тянь-шане, так и в Казахстанской горной системе — верхнепалеозойский.

Последняя, наиболее молодая горная система с третичной складчатостью начинается на востоке системой Памиро-Алайских горных дуг, расположенных к югу от Тянь-шаня. Против юго-восточной оконечности Устюрта и Кара-кумов хребты Памиро-Алайской системы резко отгибаются к югу и довольно быстро затухают.

На смену им к южной окраине Кара-кумов из глубины Афганистана и Ирана подходит новая система горных хребтов, которые на границе СССР и Ирана носят название Копет-дага. Не доходя до Каспийского моря, складки Копет-дага отгибаются к югу и затухают совершенно так, как это мы видели в западных частях Памиро-Алайской системы. Основное ЗСЗ направление Копет-дага на Красноводском полуострове продолжается горами Большой Балхан, Коша-Сейра и другими, но главная масса горных хребтов, замещающая Копет-даг, отбрасывается на южное побережье Каспия, где они образуют огромную выпуклую к югу дугу системы Эльбурса.

Огибая юго-восточный берег Каспийского моря, хребты Эльбурса связываются с системой складок, которые образуют горы южного Азербайджана и Армении.

Краткий очерк основных воззрений на геологическое строение СССР

Чтобы сделать более ясными те тектонические и историко-геологические построения, которые излагаются в дальнейшем, полезно напомнить в самых кратких чертах историю вопроса, поскольку дело идет о главнейших тектонических и историко-геологических построениях, относящихся ко всей территории СССР или к наиболее крупным ее частям.

Работ, которые имели бы своей задачей обзор геологического строения и истории развития всей территории СССР, у нас до по-

явления в 1937 г. «Краткого очерка геологической структуры и геологической истории СССР», не было, но существовало несколько попыток дать картографическое изображение ее тектоники, в некоторых случаях сопровождавшееся кратким пояснительным текстом. Мы здесь отметим лишь важнейшие из этих тектонических схем, отнюдь не стремясь дать полную литературную сводку по этому вопросу [1].

Согласно общераспространенным представлениям о тектонике Евразии, отраженным в общих тектонических схемах, которые можно найти в новейших учебниках по исторической геологии и в крупных сводных тектонических работах, на территории СССР находятся две огромные докембрийские платформы — Русская или Восточноевропейская и Сибирская, называемая также Среднесибирской или Енисейско-Ленской. Платформы эти состоят из древнего фундамента, образованного сложно дислоцированными и метаморфизованными докембрийскими породами, и из одевающего этот фундамент покрова горизонтальных или слабо дислоцированных, неметаморфизованных послеэозойских пород.

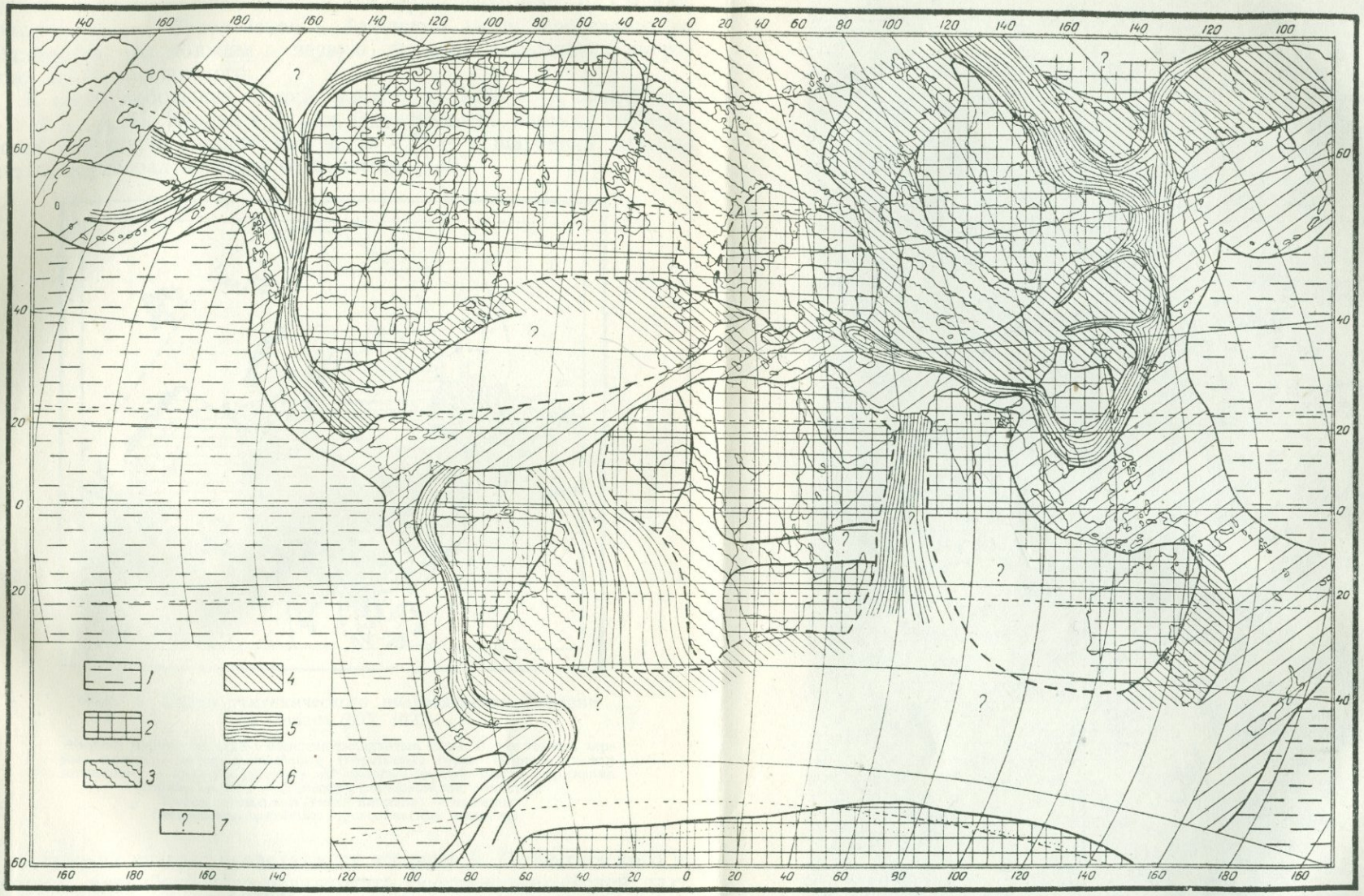
Соответственные схемы можно найти в книгах Ога [494], Бухера [472], Кобера [505], Аргана [10], Борисяка [53], Мазаровича [197] и др. Особенно важны для нас учебники двух последних авторов, в которых тектонические схемы построены с учетом новейшей советской литературы.

Платформы эти отделяются одна от другой широкой полосой, в пределах которой последняя интенсивная складчатость имела место в верхнепалеозойское время (герцинская или варисцийская складчатость). С северо-запада и запада Восточноевропейская платформа ограничивается областью каледонских и герцинских складчатых сооружений Скандинавского полуострова, Англии и Средней Европы, а на юго-западе и юге к ней прилегают третичные складки Карпат, Крыма и Кавказа, продолжением которых к востоку от Каспийского моря являются складчатые сооружения Копет-дага и Памира. К Сибирской платформе с юга также прилегают палеозойские, герцинские и частично каледонские складчатые области, а с востока с ней граничит непосредственно область, в которой энергичное складкообразование происходило в мезозойское и третичное время.

Чтобы дать представление о характере рассматриваемых тектонических схем, мы приводим здесь карты Кобера (1921) (фиг. 1) и Штауба с дополнениями Мазаровича (1938) (фиг. 2), а также тектоническую карточку Штауба (1928) (фиг. 3), показывающую результаты третичного орогенеза в восточном полушарии; на последней схеме отчетливо выступает расположение платформенных и геосинклинальных областей третичного периода, о котором говорилось в предисловии.

---

[1] Когда настоящая работа в основном была уже закончена, появилась книга М. М. Тетяева, специально посвященная тектонике СССР [380]. У меня с этим автором имеется очень много разногласий. Наконец, только что вышла книга А. Н. Мазаровича «Основы геологии СССР». Обе эти книги будут рассмотрены во втором томе.

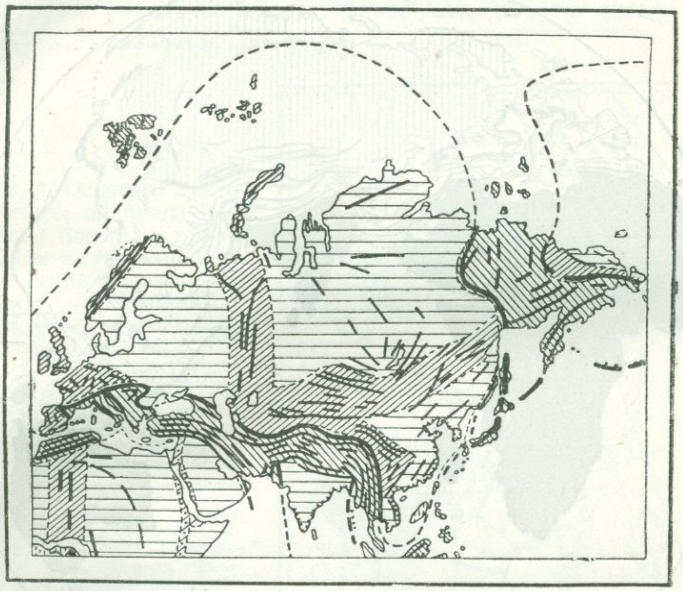


Фиг. 2. Тектоническая карта мира, из А. Н. Мазаровича [197].

1 — океаническое дно; *2* — докембрийская складчатость; *3* — каледонская складчатость; *4* — герцинская складчатость; *5* — тихоокеанская складчатость; *6* — альпийская складчатость; *7* — области, структура которых неизвестна.

Переходя к более подробным тектоническим схемам, охватывающим территорию всей Евразии или территорию всего СССР, или, наконец, область Европейской и Азиатской частей последнего по отдельности, мы должны в первую очередь остановиться на работах А. П. Карпинского.

В серии небольших статей, начатой в 1883 г. и оконченной в 1919 г., А. П. Карпинский дал замечательную картину геологической структуры Европейской части СССР и широкими мазками мастера нарисовал историю ее развития [140].



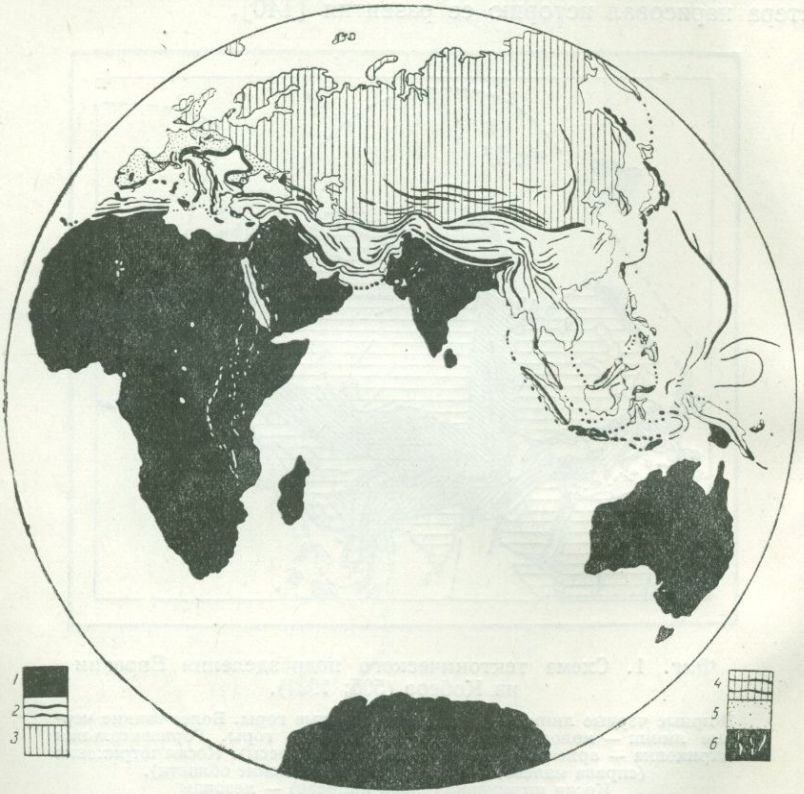
Фиг. 1. Схема тектонического подразделения Евразии из Кобера (505; 1921).

Жирные черные линии — молодые складчатые горы. Более тонкие черные линии — молодые глыбовые (горстовые) горы. Горизонтальная штриховка — археиды (древние затверделые массы). Косая штриховка (справа налево) — палеоиды (палеозойские области). Косая штриховка (слева направо) — мезоиды (мезозойско-третичные орогенические области).

Глубокий интерес представляют взгляды А. П. Карпинского на строение докембрийского фундамента Восточноевропейской платформы. Он принимает, что гранито-гнейсовый массив, подстилающий на всей площади последней нормальные осадочные породы, рассечен системой сбросов, по которым одни участки фундамента опустились на большую глубину, а другие остались приподнятыми в виде горстов. Часть этих горстовых докембрийских глыб залегает на поверхности, как Балтийский и Азовско-Подольский кристаллические щиты, а другая часть прикрыта большей или меньшей толщей позднейших осадочных пород и образует «подземные горсты» (фиг. 4).

Горсты и грабены фундамента представляют важнейшие, основные структурные элементы плиты, расположение которых опреде-

ляет положение тех дислокаций, которые возникли в ее теле под влиянием горообразовательных движений, происходивших в окружающих плиту горных хребтах (фиг. 5). Что касается этих дислокаций, то еще в своей статье, относящейся к 1883 г., А. П. Карпинский наметил существование в южных частях платформы двух замечательных линий ЗСЗ простирания, вдоль которых располагаются выходы древних осадочных, а частью и изверженных по-



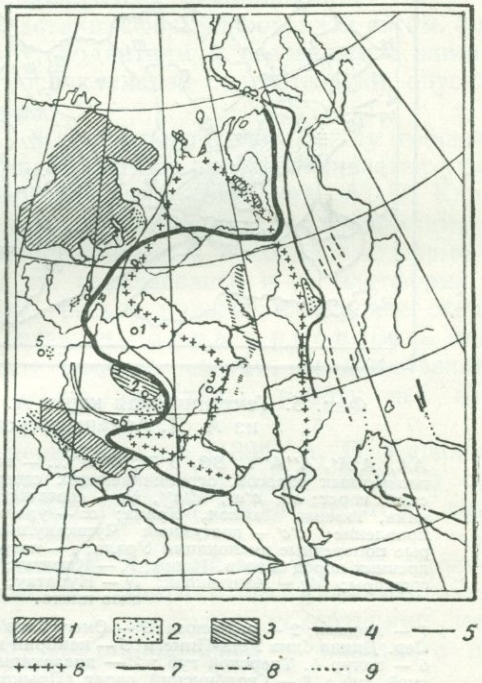
Фиг. 3. Схема распространения мезозойско-третичных горных сооружений в восточном полушарии по Штаубу (1924 г.) из Bucher [472].

1 — массив Гондваны; *2* — альпийские цепи; *3* — Евразиатская глыба; *4* — альпийские глыбовые горы Азии; *5* — область, захваченная альпийскими движениями в Европе; *6* — африканские расколы и вулканы.

род, а также разнообразные дислокации. Эти «линии Карпинского» были подробнее обоснованы автором в дальнейших работах и прочно вошли в геологическую литературу; особенный интерес привлекали они к себе потому, что ими по мысли А. П. Карпинского связываются дислокации Западной Европы и Средней Азии. Большинство тектонических нарушений, существующих в средних и и восточных частях платформы, имеют по А. П. Карпинскому меридиональное простирание и своим возникновением обязаны горообразовательным движениям в Уральском хребте.

А. П. Карпинским, кроме тектонических, дана в рассматриваемых работах серия палеогеографических карт, представлявших для своего времени исключительный интерес. На основе их им было сделано несколько чрезвычайно интересных обобщений относительно хода геологической истории изученной им огромной территории.

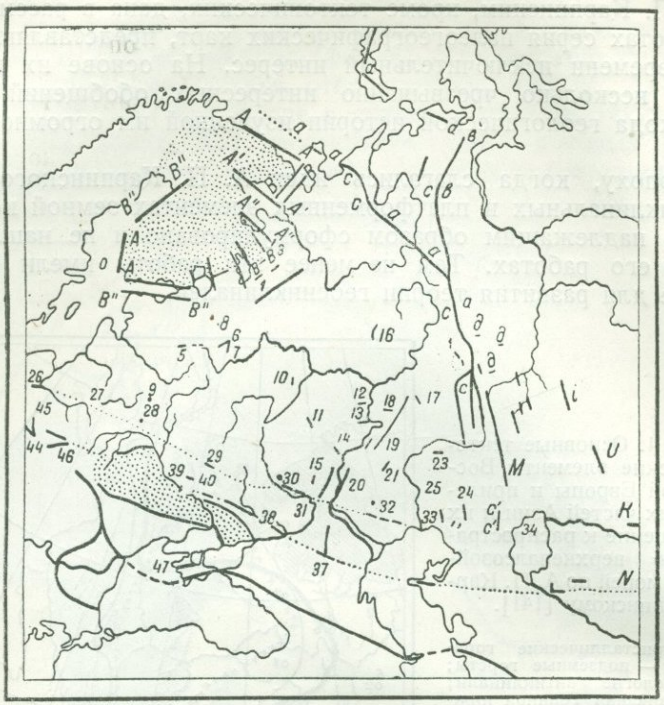
В эпоху, когда слагались идеи А. П. Карпинского, учение о геосинклинальных и платформенных элементах земной коры еще не было надлежащим образом сформулировано и не нашло отражения в его работах. Тем не менее эти работы имели большое значение для развития теории геосинклиналей.



Фиг. 4. Основные тектонические элементы Восточной Европы и прилежащих частей Азии и их отношение к распространению верхнепалеозойских морей по А. П. Карпинскому [141].

1 — кристаллические горсты; *2* — подземные горсты; *3* — пологие антиклинали; *4* — западная граница нижнекаменноугольного бассейна; *5* — западная граница верхнекаменноугольного бассейна; *6* — граница пермского морского бассейна; *7* — Урал (западное каменноугольное предгорье), Крымско-Кавказский и некоторые азиатские кряжи; *8* — Мугоджары и часть дислокационных направлений восточного склона Урала; *9* — предполагаемая связь азиатских дислокаций с уральскими.

По представлениям А. П. Карпинского складчатый фундамент того обширного участка земной коры, который мы называем теперь Восточноевропейской платформой, состоит всюду из докембрийских пород. Этот докембрийский массив определяет направление прилежащих к нему горных сооружений, которые в своих изгибах отражают изгибы его краев. В то же время платформа в своем развитии теснейшим образом связана с прилегающими к ней горными областями, которые, как мы знаем теперь, возникают из геосинклиналей. Изучение серии приводимых палеогеографических карт показывает, «что в пределах части земной поверхности, занятой в настоящее время Европейской Россией, происходили последовательные колебания земной коры через смену понижений в широтном направлении с опусканиями меридиональными. Такие медленные, так сказать волнообразные, колебания не



Фиг. 5. Тектоническая карта А. П. Карпинского, из А. Д. Архангельского [24].

AA, *A'A'*, *A''A''*... *BB*, *B'B'*, *B''B''*... — направление продольных и поперечных сбросов, ограничивающих северо-западный кристаллический горст; *aa*, *a'a'*, *a''a''*, *bb* — соответствующие направления Канина, Тимана, Пайхоя, Урала; *cc* — уральское меридиональное направление; *c'c'* — постумный Чушкакульский хребет; *d* — некоторые поперечные дислокации Урала; *j* — пограничные западные выходы древних пород близ р. Ишим; *K* — Каратау; *KD* — Копет-даг; *M* — Мугоджары; *Mg* — Мангышлак; *N* — Нуратау; *U* — Улутау; *Uf* — Уфимское плато.

1 — Андома; *2* — р. Колова; *3* — Онега близ Бирючевских порогов; *4* — Сев. Двина близ Усть-Пинеги; *5* — кембрий и силур б. Псковской губ.; *6* — силур б. Тверской губ.; *7* — дислокации западной части б. Тверской губ.; *8* — Столбинский овраг (Прыкша); *9* — силур и кембрий б. Минской губ.; *10* — Касимовско-Цнинская антиклиналь; *11* — Белынь (системы р. Вороны); *12* — Свияго-Волжская дислокация; *13* — Жигули; *14* — дислокация бассейна р. Чардыма; *15* — Доно-Медведицкая дислокация; *16* — Вятский увал; *17* — каменноугольные выходы Шешмы и Камышлы; *18* — Сергиевский сброс; *19* — дислокационное направление «Пермской оси» б. Самарской губ.; *20* — общее направление приволжских пограничных сбросов; *21* — дислокации Общего Сырта Новоузенского уезда; *23* — Урало-Илецкие дислокации; *24* — Уральский нефтеносный район; *25* — Индерское озеро.

Выходы и подземные выступы древних, докайнозойских пород:

26 — Иноврoцлав-Цехоцинск; *27* — Беловежская Пуща; *28* — Луниец; *29* — роменские гипсы; *30* — воронежские гранитные выступы; *31* — каменноугольный известняк на Дону; *32* — Баскунчак, Чапчачи, Бисчохо (к северу от Баскунчака — Малое Богдо и Эльтон); *33* — Гурьев и Кара-Чунгул; *34* — Куланды; *37* — дислокации Чолон-Хамура (южный конец Ергеней) и Сало-Манычского водораздела, предполагаемый подземный риф каменноугольного известняка; *38* — общее направление Донецкого кряжа до подземного продолжения у Перещепино Полтавской губ.; *39* — гора Пивиха близ Новогеоргиевска и Канев; *40* — Исачки; *44* — Домбровский бассейн; *45* — Привислинский сброс; *46* — Велюнский кряж; *47* — Сивашский и Тараханкутский сбросы (*22*, *35*, *36*, *41*, *42* и *43* пропущены на оригинале карты А. П. Карпинского).

касались лишь северо-западной части России, где массив, состоящий из древнейших кристаллических образований и представляющий так называемый горст, являлся настоящим оплотом или буфером, около которого, как около неподвижной оси, совершались перемещения упомянутых понижений и повышений... Направление колебаний почти всегда оказывалось параллельным кряжам Кавказскому и Уральскому. В период наиболее интенсивного образования последнего преобладают по их продолжительности меридиональные понижения; во время же интенсивного образования Кавказа наибольшей продолжительностью отличаются понижения, параллельные этому кряжу». Формулировку, данную А. П. Карпинским, довольно трудно перевести на язык современных геологических представлений. Не исключена возможность, что у него зарождалась мысль, впоследствии сформулированная Огом (закон Ога); согласно этому закону, поднятиям и связанным с ними регрессиям моря в области геосинклиналей соответствуют опускания и трансгрессии на платформах.

По наблюдениям А. П. Карпинского связь между геосинклинальными и платформенными областями не ограничивается указанной сопряженностью эпейрогенических колебаний. А. П. Карпинский установил также, что орогенические, складкообразующие движения не ограничивались прилежащими к Русской платформе геосинклинальными областями, но передавались и на платформу, где под их влиянием создавались весьма пологие и широкие складки, получившие впоследствии название в а л о в и р в о в. Быть может, в этом А. П. Карпинского следует считать предшественником Аргана, опубликовавшего свою известную работу лет на 30 позднее.

Нужно отметить, что первоначально (1894) А. П. Карпинский по вопросу о происхождении этих дислокаций стоял на существенно иной точке зрения. Он говорил тогда по этому поводу следующее:

«Почти все наблюдавшиеся в Европейской России нарушения напластования, пологие складки, сдвиги и пр. и их направления находятся в видимой связи с указанными колебаниями земной коры, особенно со сменой меридионального и широтного понижения.

«Упомяну еще, что при медленном образовании синклинальной изогнутости оно обыкновенно возникает без разлома или сдвигов (сбросов); но последние часто образуются при понижении в направлении, поперечном к более ранней изогнутости, представляющей для перегиба несравненно большее сопротивление, чем толщи горизонтальные или изогнутые, но в том же направлении. Остается еще заметить, что при понижениях, образующихся поперек пологих изогнутостей и флексурных изгибов, разломы, соответствующие наибольшему натяжению толщ, могут образоваться с простиранием, косвенным относительно общего направления возникающей впадины».

Как мы увидим в дальнейшем, эти более ранние высказывания А. П. Карпинского нашли отражение в работах Н. С. Шатского.

Большинство изложенных идей А. П. Карпинского под влия-

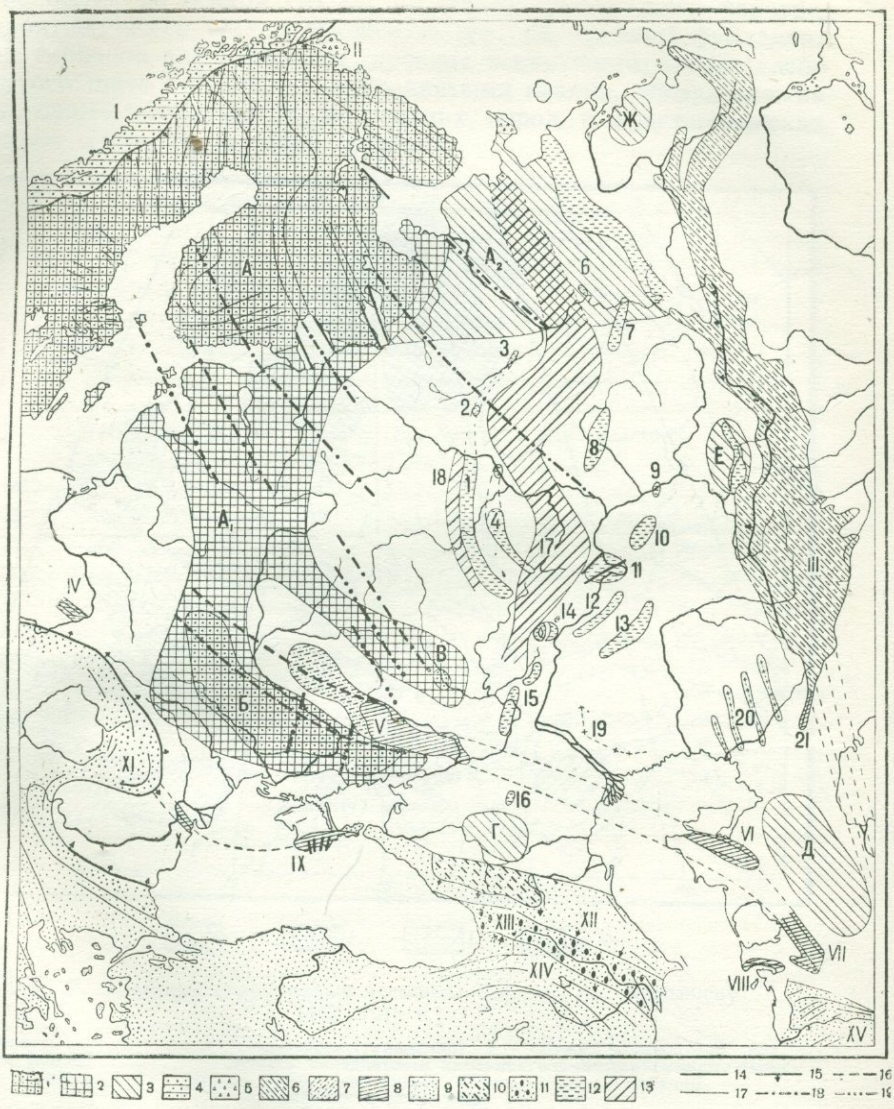
нием нового материала, собранного после Октябрьской революции, подлежит серьезному пересмотру, но некоторые из них сохраняют все свое значение и до последнего времени.

После А. П. Карпинского систематическое изучение структуры и истории развития Восточноевропейской платформы вместе с прилежащими к ней с юга и востока геосинклинальными областями предпринято было А. Д. Архангельским, опубликовавшим по этому поводу значительное число работ, начиная с 1913 г. В сводных работах этого автора [12, 24] большое внимание было уделено также и общим закономерностям геологического процесса, поскольку они выявляются в истории развития западной части территории СССР. В основном вопросе о возрасте складчатого фундамента Русской платформы и о способе расчленения этого фундамента на впадины и горсты или выступы докембрийских пород А. Д. Архангельский до последнего времени в основном разделял взгляды А. П. Карпинского; в последнее время он, однако, разошелся с ним, предполагая, что в восточной части платформы фундамент этот может состоять не из докембрийских, а из древнепалеозойских складчатых сооружений [37]. Большое внимание отводится А. Д. Архангельским дислокациям пород, слагающих послеэозойский покров платформы; дислокации эти комбинируются в иные системы, чем у А. П. Карпинского. Мы воспроизводим здесь карту, рисующую расположение этих дислокаций (фиг. 6). Подробно взгляды А. Д. Архангельского излагаются в дальнейшем, поэтому останавливаться на них здесь мы не будем.

Существенно иначе, чем А. П. Карпинский, смотрел на структуру Восточноевропейской платформы другой крупнейший геолог начала XX в., Ф. Н. Чернышев, тектоническая карта которого (фиг. 7), напечатанная в литографированном курсе лекций, читанных автором в 1910 г. [413], мало кому известна. По представлениям Ф. Н. Чернышева, докембрийский возраст имеет складчатый фундамент платформы лишь в средних и северо-западных частях последней, примыкающих к Балтийскому кристаллическому щиту. Этот докембрийский массив со всех сторон опоясывается складчатыми сооружениями каледонского возраста, к которым Ф. Н. Чернышев, судя по его карте, относит и Азовско-Подольский щит. На востоке каледонская складчатая полоса сопровождает западный склон Урала и продолжается на Тиман и Канин полуостров.

Далее должны быть отмечены оригинальные воззрения на тектонику Восточноевропейской платформы Д. Н. Соболева и М. М. Тетяева.

Взгляды Д. Н. Соболева очень трудно понять, так как они излагаются весьма схематично и с не общепринятой терминологией. По его представлениям [350] центральным древнейшим ядром всего Европейского континента и вместе с тем его нейтральным тектоническим элементом является Центральная континентальная плита, занимающая область Подмосковной котловины, Воронежского массива и части Восточнорусской впадины (фиг. 8). По словам Д. Н. Соболева — это «архидревняя континентальная площадь, получившая самостоятельное геологи-



Фиг. 6. Тектоническая карта Восточноевропейской плиты и прилежащих к ней горных сооружений, из А. Д. Архангельского [24].

Объяснение знаков легенды: *1* — выступы докембрийского фундамента, доходящие до поверхности (кристаллические щиты); *2* — подземные склоны кристаллических щитов, Воронежский и Полесский подземные выступы фундамента; *3* — малые подземные докембрийские горсты и восточный склон Балтийского щита, вошедший с середины каменноугольного периода в состав Восточнорусской впадины; *4* — каледонские горные сооружения; *5* — дислокации Варенгер-фиорда, о. Кильдина и полуострова Канина; *6* — герцинские горные сооружения; *7* — предполагаемое подземное продолжение Донецкого кряжа; *8* — киммерийские горные сооружения; *9* — более поздние сооружения альпийского периода складчатости; *10* — средняя часть северного склона Кавказа; *11* — Закавказская депрессия; *12* — валы, купола и пологие антиклинали в области Восточнорусской впадины, включая Тиман; *13* — рвы Восточнорусской впадины; *14* — сбросы и сдвиги; *15* — складчатые шарриажи и покровы скалывания; *16* — линия Чирвинского; *17* — простирания в складчатых сооружениях; *18* — простирания докембрийских пород по аномалиям силы тяжести; *19* — то же по магнитным аномалиям. Белое — впадины.

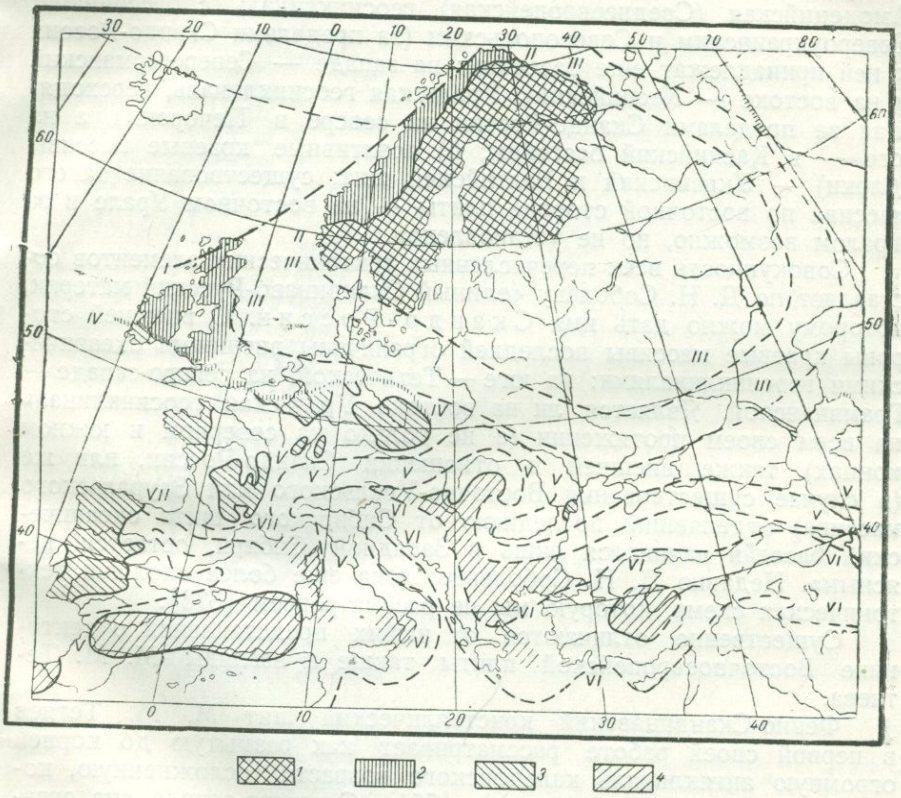
Объяснение букв:
А — Балтийский кристаллический щит; $А_1$ — южный подземный склон его с Полесским подземным выступом докембрия; $А_2$ — восточный склон Балтийского щита, вошедший с середины каменноугольного периода в состав Восточнорусской впадины; *Б* — Азовско-Подольский щит; *В* — Воронежский выступ докембрия; *Г* — Ставропольская подземная глыба; *Д* — Устюртская подземная глыба; *Е* — Уфимская подземная глыба; *Ж* — глыба Пыткова камня.

Объяснение римских цифр: *I* — норвежские каледониды; *II* — предполагаемая восточная ветвь каледонид; *III* — Урал (прерывающиеся линии указывают его подземное продолжение к югу); *IV* — Келецко-Сандомирский кряж; *V* — Донецкий кряж (бассейн); *VI* — Мангышлакские горные сооружения; *VII* — антиклинали Туаркыра и соседних местностей; *VIII* — Большой Балхан и др.; *IX* — Крымские (Таврические) горы; *X* — кряж Добруджа; *XI* — Карпаты; *XII* — Главный Кавказский хребет; *XIII* — Куринско-Рионская депрессия; *XIV* — Малый Кавказ; *XV* — Копет-даг.

Объяснение арабских цифр: *1* — Окско-Цнинский вал; *2* — выходы пермских известняков у Солигалича; *3* — антиклиналь на р. Сухоне; *4* — Алатырский вал; *5* — Тиман; *6* — дислокации Сереговского завода; *7* — Сысольско-Вычегодский вал; *8* — группа Вятских поднятий; *9* — антиклиналь на р. Каме; *10* — поднятия в верховьях Сока и Черемшана; *11* — купол Самарской Луки, разбитый сбросами (Жигулевский сброс) и флексурами; *12* — палеозойский вал южного Заволжья; *13* — поднятия южной части Общего Сырта; *14* — дислокации Саратовского района; *15* — Доно-Медведицкая антиклинальная зона; *16* — поднятие на Сало-Манычском водоразделе; *17* — Главный Большой ров плиты (Ульяновско-Саратовская синеклиза); *18* — Рязанско-Костромской ров; *19* — линия дислокаций Эльтонского и Баскунчакского озер, Чапчачи и Бишчохо; *20* — дислокации Урало-Эмбенского нефтеносного района; *21* — Чушка-кульский кряж.

Архангельский А. Д.

ческое бытие во всяком случае до начала кембрийского периода, а вероятнее всего еще в архейскую эру. Ее древний фундамент имеет типичное для материков строение поверхности в виде слабо вогнутого щита с несколько приподнятыми поверхности в виде слабо вогнутого щита с несколько приподнятыми краями, обозначенными в настоящее время выходами древних пород и кристаллических массивов вдоль ее внешней границы».



Фиг. 7. Основные структурные элементы Европы, по Чернышеву [413; 1915 г.]

1 — область докембрийской складчатости (гуронская); *2* — область додевонской складчатости (каледонская); *3* — область складчатости каменноугольной (арморикано-варисцийская); *4* — древние ядра, охваченные складчатостью альпийской (альпийская и динарская).

I — северная граница каледонской складчатости; *II—II* — южный край скандинавского шарриажного покрова; *III—III* — зона периферической складчатости Скандинавского горста и Русской платформы; *IV—IV* — северный и западный края арморикано-варисцийской складчатости; *V—V* — складчатость альпийская; *VI—VI* — динариды; *VII—VII* — складчатость пиренейская.

Этот центральный массив Д. Н. Соболев окружает полосой «субнегативных континентальных закраин или шельфов», которые, повидимому, аналогичны нашим подземным склонам кристаллических массивов. Сюда относятся «Балтийский шельф (прогиб) с Полесским мостом[1], Беломорский шельф (Двинско-Мезенский бас-

[1] Подземный вал Полесья.

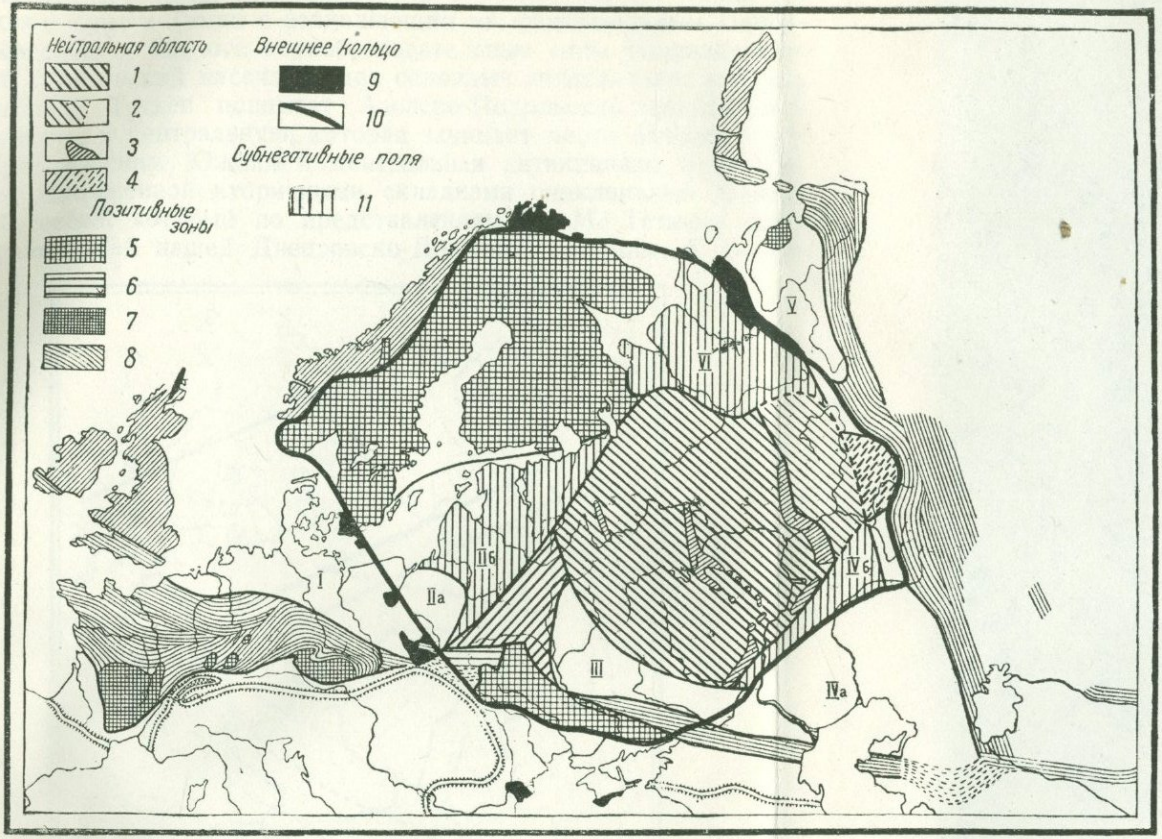
сейн) и, может быть, подобные же шельфы на восточном крае плиты (западная окраина Уральской геосинклинали) и на юго-восточном ее крае (окраина Каспийского бассейна); не исключена возможность существования такого шельфа и на южном крае плиты — по северной окраине Североукраинского бассейна. За шельфами следуют: а) негативные элементы или геосинклинали: внутренняя Амодецийская (Среднеевропейская) геосинклиналь с бассейнами: Североукраинским и Северопольским (за пределами Скандо-России к ней принадлежат еще бассейны: на западе — Северогерманский и на востоке — Каспийский); Уральская геосинклиналь, переходящая за пределами Скандо-России на севере в Печорский, а на юге — в Каспийский бассейны; б) позитивные краевые массивы (блоки) — Украинский и Балтийский щит; существование такого массива по восточной стороне плиты — на восточном Урале и за Уралом возможно, но не установлено».

Совокупность всех перечисленных тектонических элементов составляет по Д. Н. Соболеву «единый Скандинаво-Русский материк, которому можно дать имя Скандо-России. С внешней стороны краевые массивы последней ограничены внешними океаническими геосинклиналями: на юге — Тетической, на северо-западе — Грампианской. Является ли на востоке Уральская геосинклиналь на всем своем протяжении (а не только на северном и южном концах) также внешней в отношении Скандо-России, или же (в случае существования Восточно-Уральского или Зауральского массива) отделявший последнюю от Сибирского щита океанический бассейн начинался лишь в Западной Сибири, остается неясным». Недавно Д. Н. Соболевым дана еще более сложная тектоническая схема, которую мы не рассматриваем [573].

Существенно отличаются от наших представлений о тектонике Восточноевропейской плиты также и взгляды М. М. Тетяева.

Фенно-Скандинавский кристаллический щит М. М. Тетяев в первой своей работе рассматривает как размытую до корней огромную антиклиналь каледонского возраста, осложненную, конечно, вторичной складчатостью [551]. С северо-запада она ограничена шарриажами Каледонской горной цепи, а с юго-востока — обширным синклинальным бассейном, расположенным к югу от Финского залива. Юго-восточной границей этого бассейна является пологая каледонская антиклиналь, проходящая с северо-востока на юго-запад через выходы силура и кембрия у Вышнего Волочка и на Ловати (фиг. 9). Вторая, параллельная этой складке антиклиналь проходит через Раваничи и Сандомирский кряж. С известными оговорками Тетяев считает возможным продолжить обе антиклинали до выходов нижнего силура на Северном Урале. На юге под влиянием каледонской складчатости на месте современного Азовско-Подольского массива и выходов гранита на Дону образовалось плато, покрытое горизонтальными слоями кембрийских и силурийских отложений. Все описанные антиклинали каледонской эпохи имеют ЮЗ простирание.

Герцинская складчатость по М. М. Тетяеву сказывается, с одной стороны, на востоке, а с другой, — на юге платформы. На

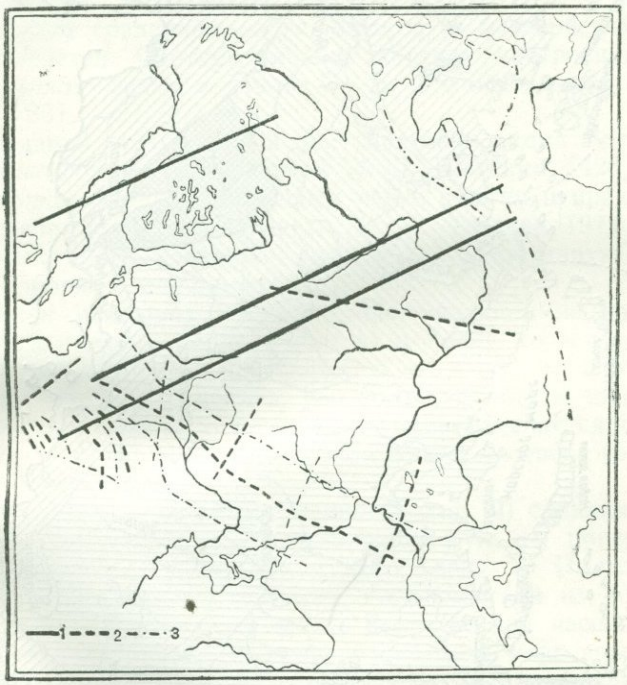


Фиг. 8. Схема тектоники Европы по Соболеву, из А. Д. Архангельского [24].

Нейтральная область: 1 — Центральнорусская плита; 2 — вариант восточной границы Центральнорусской плиты; 3 — внутриплитные валы; 4 — Полесский и Уфимский (?) мосты;

Позитивные зоны: 5 — Балтийский щит с Олонецким мостом и Украинская плита; 6 — Люблинская плита; 7 — зарубежные массивы; 8 — орогенный треугольник. Каледониды, Уралиды, Алтаиды.

востоке под влиянием герцинских горообразовательных движений возникают Урал и Тиман с разделяющим их синклинальным Печорским бассейном. На юге горообразовательные силы подразделяют южный каледонский массив на две основные антиклинали: южную, под которой Тетяев понимает Азовско-Подольский кристаллический массив, и центральную, которая занимает место нашего Воронежского массива. Южная и центральная антиклинали подразделяются осложненной вторичными складками синклиналью Донецкого бассейна, который по представлениям М. М. Тетяева занимает район всей нашей Днепровско-Донецкой впадины. К северу



Фиг. 9. Схема М. М. Тетяева для палеозойских дислокаций Восточной Европы, из Архангельского [24].

1 — каледонские антиклинали; *2* — герцинские синклинали; *3* — герцинские антиклинали.

от центральной антиклинали М. М. Тетяев намечает синклиналь Подмосковного бассейна, которая по его мнению имеет ВЮВ простирание.

Описанная система складок СЗ простирания пересекается пологими поперечными поднятиями и синклиналями. Одно из поднятий Тетяев помещает на месте подземного Полесского вала, а другое — по линии, соединяющей выходы гранитов на Дону со средним поднятием Донецкого бассейна.

В позднейшей своей работе Тетяев [374] за докембрийскую складчатую зону, т. е. за область, не затронутую складчатостью более позднего времени, считает лишь ту часть Восточноевропей-



Фиг. 10. Геотектоническая схема СССР, по М. М. Тетяеву [374].

ской плиты, которая лежит вне пределов Балтийского докембрийского щита и ограничена с юга приблизительно 50° с. ш., а с востока — изогнутой линией, проходящей несколько западнее 70° в. д. от основания Канина полуострова, несколько восточнее Кирова, через низовье Камы и по восточной окраине Самарской Луки (фиг. 10). Область, лежащую южнее этого участка, он относит к альпийской складчатой зоне, а лежащую восточнее — к герцинской. Почему проводятся таким образом границы герцинской складчатости, является совершенно непонятным, так как, с одной стороны, граница эта режет область распространения валов в Восточнорусской впадине на части, а с другой, — валы являются в основном созданием не герцинской, а мезозойской и третичной складчатостей. Соответственную критику построений М. М. Тетяева можно найти в работе А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского [30].

Недавно опубликована тектоническая схема Восточноевропейской платформы, составленная Н. С. Шатским [426]. Автор дает иное толкование установленным ранее фактам и приходит к взглядам, напоминающим взгляды М. М. Тетяева 1912 г. Карточка Н. С. Шатского приведена на фиг. 11. Резюмируя свои выводы, автор говорит следующее:

«Если исключить области, примыкающие на юге к альпийской складчатой зоне, а на востоке к Уралу, то вся остальная часть Восточноевропейской платформы в структурном отношении представляет систему синеклиз, вытянутых в общем широтном направлении; простирание отдельных изгибов изменяется от северо-восточного до северо-западного. Эта система с севера на юг слагается из следующих структур:

1) сводового поднятия Фенноскандии; 2) синклинальной структуры, составленной из Подмосковной мульды, поперечного антиклинального перегиба Полесского вала и Польской мульды; 3) южного сводового поднятия, слагающегося из сводового поднятия «главной девонской оси» с Воронежским массивом и Украинского докембрийского массива, по крайней мере значительной его части. Последняя (южная) структура осложнена прогибом Украинской мульды, имеющей северо-западное простирание.

Таковы основные структуры большей западной части платформы, развившиеся в верхнедевонское и антраколитовое время и осложненные прогибами в мезозое».

Восточная часть платформы занята широкой предгорной Восточнорусской герцинской синеклизой, в южных частях которой вложен еще мезокайнозойский прогиб.

По вопросу о происхождении дислокаций, которые имеются в пределах Восточнорусской впадины, автор стоит на точке зрения А. П. Карпинского (1894), которая, как мы видели выше, впоследствии этим ученым была оставлена. Н. С. Шатский говорит по этому поводу следующее:

«Мне представляется более правильным происхождение валов ставить в зависимость не от движений на Урале, а от характера колебаний самой платформы, как это и было сделано А. П. Карпинским в 1894 г. Действительно, дислокации этого типа главной

массой своей сосредоточены как раз в том месте, где широтные структуры южного крыла Подмосковной синеклизы и Центрального антиклинала испытывали деформации под влиянием меридионального прогиба Восточнорусской впадины. Западнее такие дислокации неизвестны, но они вновь появляются в северной части



Фиг. 11. Тектоническая схема Восточноевропейской платформы по Н. С. Шатскому [426].

1 — докембрийские массивы; *2* — каледониды; *3* — протерозойская складчатость, осложненная более молодыми нарушениями; *4* — герцинские складчатые сооружения, выходящие на поверхность; *5* — Полесский вал и склоны докембрийских массивов; *6* — герцинские мульды; *7* — мезозойские и кайнозойские мульды; *8* — геологические границы в пределах мульд; *9* — оси герцинских мульд; *10* — оси мезозойских и кайнозойских мульд; *11* — пологие антиклинали (валы); *12* — северная граница герцинской складчатости.

Полесского перегиба, т. е. там, где широтный прогиб Московско-Польской синеклизы нарушал северо-северо-восточные структуры каледонских прогибов и антиклиналообразных поднятий».

Переходим теперь к самому краткому историческому обзору воззрений на геологическое строение Азиатской части СССР.

Как указано выше, в настоящее время можно считать прочно установленным, что Азиатская часть СССР имеет весьма сложную структуру и состоит из элементов, складчатый фундамент которых возник в весьма различные геологические эпохи. В средней части этой области, известной под названием Сибирской или Среднесибирской платформы, складчатость фундамента возникла в докембрийское, повидимому даже в архейское время.

К западу и юго-западу от этой древнейшей платформы, отделяя ее от Восточноевропейской платформы, располагается обширная область, получившая название Урало-Сибирской палеозойской плиты. Последняя интенсивная складчатость в юго-восточной части этой плиты закончилась в древнепалеозойское, каледонское, время (Салаиро-Саянский район), но во всей остальной части в верхнем палеозое; к тому же времени относится и складчатость Тяньшаньской горной системы, которая расположена южнее Урало-Сибирской плиты. К югу от Сибирской платформы располагаются складчатые системы, возникновение которых одни авторы относят к древнему палеозою, другие же к докембрию (Прибайкалье, западное Забайкалье). Некоторые геологи включают еще эти складчатые сооружения в состав Сибирской платформы, другие же резко отделяют их от последней. С северо-востока, востока и юго-востока Сибирская платформа охватывается широким полукольцом мезозойской складчатости, за которым по побережью Тихого океана располагается относительно узкая зона третичных складок. Мезозойские и третичные складчатые сооружения развиты также к югу от Тянь-шаня в области Памира, Копетдага и в соседних местностях.

Мы остановимся только на главнейших этапах развития указанных представлений и попытаемся при этом выявить главнейшие противоречия, существующие в настоящее время в воззрениях различных геологов и требующих своего разрешения.

В отношении тектоники и истории развития Азиатской части СССР существуют две основные точки зрения. Одна из них, более старая, выдвинута была И. Д. Черским [415] и в дальнейшем развивалась в работах Э. Зюсса [547] и В. А. Обручева [281, 284].

Древнейшим основным структурным элементом Сибири И. Д. Черский считал «высокое плоскогорье», в состав которого входят Саяны, Прибайкалье, бассейн р. Олекмы, Кентей, Хангай, Танну-Ола.

«Высокое плоскогорье, — говорит И. Д. Черский, — представляет древнейший материк, направляющийся с юго-запада на северо-восток, с глубоко вырезанным (вогнутым) северо-западным краем; оно не покрывалось водами даже древнейших периодов палеозойской эры, осадки которых прилегают несогласно к склонам этой площади, давшим материал для образования конгломератов в названных отложениях... Плоскогорье это есть не что иное, как уцелевший отрезок древнейшей поверхности земной коры, оставшийся после оседания... соседних площадей, отделенных от него трещинами и сдвигами».

Установив, что к области высокого плоскогорья со всех сторон примыкают районы, в которых развиты главным образом палеозойские, а частично и мезозойские отложения, И. Д. Черский говорит: «из упомянутых выше древних морских осадков образовались впоследствии горы, т. е. складки, слагающие северо-западную окраину как нашего древнейшего материка, так и почти всей внутренней Азии, причем в пределах систем рр. Ангары и Лены горы эти образовались в период, предшествовавший отложению девонских пластов (Онотский хребет около Байкала, хребты около северо-восточного подножья Саяна, т. е. по рр. Уде и Бирюсе). В системе Енисея они образуются главным образом из девонских пластов (следовательно, менее древних), входящих точно так же в состав Алтая».

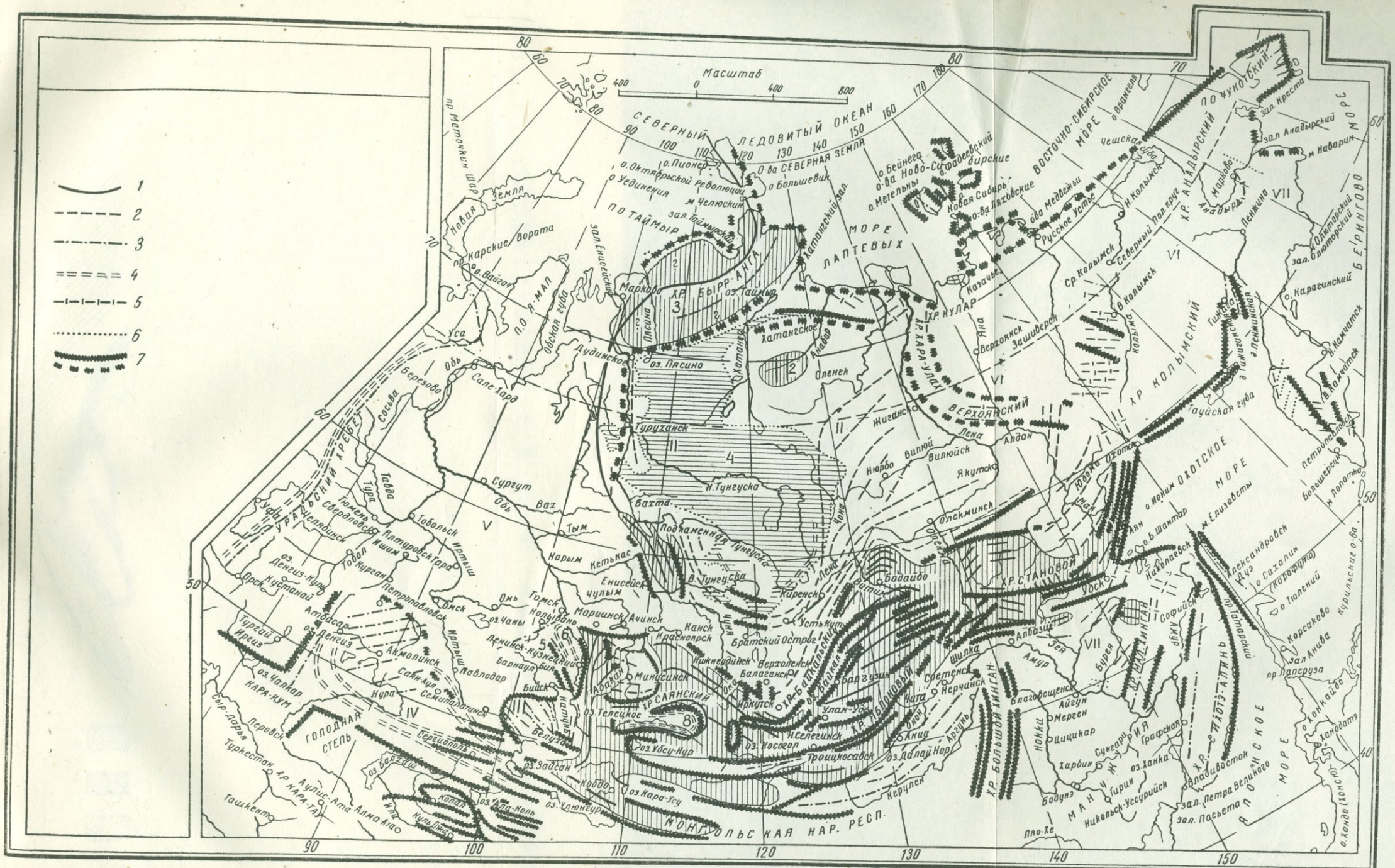
«Вся эта система складок, начиная с 140° восточной долготы, образует три более или менее дугообразных изгиба, обращенных вогнутой стороной к северу: один изгиб Байкальский, другой Саянский, третий Алтайский. Направление складок Байкальского (самого правильного) изгиба гор, а очевидно, и выступа, отделяющего его от Алтайского, обусловлено соответственным очертанием северо-западного склона описанного выше древнейшего материка, т. е. высокого плоскогорья, игравшего роль неподатливой стены, к которой прижимались изгибающиеся слои древних морских осадков под влиянием тангенциального сжимания их с севера на юг, как это показало исследование прибайкальских хребтов».

Я не стану рассматривать построения Э. Зюсса, который, следуя в основном представлениям И. Д. Черского, разработал на их основе схему тектоники всей Евразии, и перейду к тектонической схеме В. А. Обручева, которая основывается на изучении всего фактического материала, накопленного работами сибирских геологов до 1927 г.

Древнейшими структурными элементами Сибири является по В. А. Обручеву [281] то же высокое плоскогорье И. Д. Черского, которому Зюсс дал название Древнего темени Азии. Как видно из приводимой карты В. А. Обручева (фиг. 12), Древнее темя протягивается от Салаира и Саянов через Прибайкалье и Олекмо-Витимскую горную страну к Становому хребту. Складчатость в его пределах имела место в основном в архейское время. Первоначально эта область простиралась еще далеко на север и северо-запад, связываясь с Енисейским горстом, Таймыром и Анабарским массивом, но затем к эозойскому времени произошли опускания, которые отделили Древнее темя от остальной площади Азии.

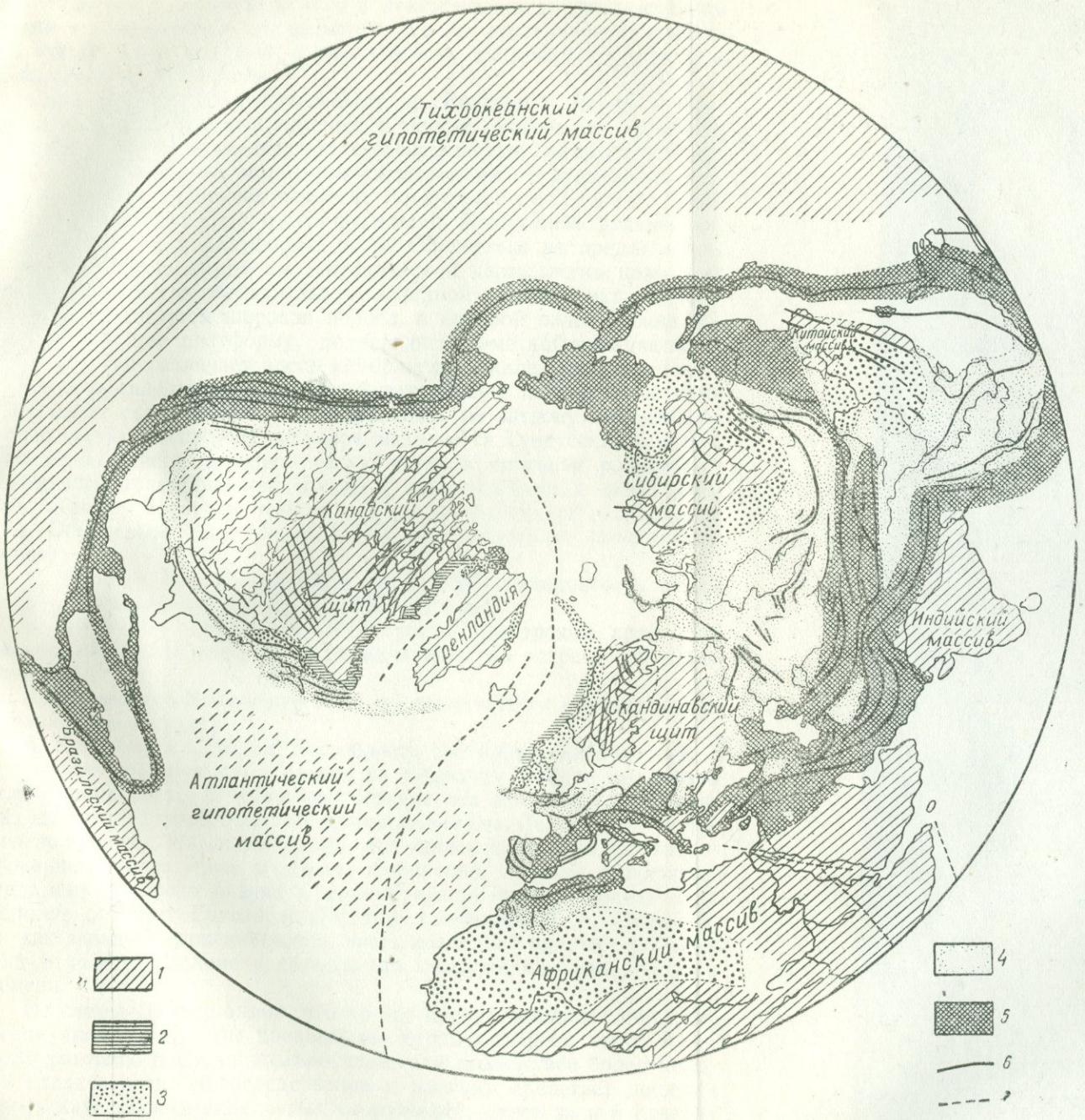
«Опустившееся пространство, — говорит В. А. Обручев, — было занято эозойским морем, заливавшим окраины Древнего темени и эти обрывки [1]; бóльшая часть площади этого моря представляла, вероятно, шельф, но вдоль северной окраины темени, быть может, тянулась и более глубокая зона прогиба, неустойчивый элемент земной коры, т. е. геосинклиналь; другая подобная зона окаймляла байкальскую часть темени с юга. Орогенические движения конца

[1] Разумеются названные выше докембрийские массивы, связанные первоначально с Древним теменем.



Фиг. 12. Схема тектоники Сибири, по В. А. Обручеву [279]. Вертикальная штриховка — области докембрийской складчатости; докембрийская глыба юга Сибири образует «Древнее темя Азии». Горизонтальная штриховка — Тунгусский бассейн.

Складчатости: *1* — архейская и зозойская; *2* — каледонская (кембросилурийская); *3* — герцинская (девонско-карбонская); *4* — тяньшанская (пермская); *5* — мезозойская (в три приема); *6* — третичная (альпийская); *7* — линии разломов.



Фиг. 13. Складчатые зоны в северном полушарии, по Делоне [511].

1 — область докембрийской складчатости; *2* — гнейсовые цепи Лофотенских островов и Лабрадора; *3* — области каледонской складчатости; *4* — области герцинской складчатости; *5* — области третичной складчатости; *6* — простирания складчатости; *7* — третичные разломы.

эозоя создали в этих геосинклиналях складчатые системы горных хребтов Эосаяна, Эобайкальского и Эокентея, прижатые к окраинам темени и увеличившие его размеры». Те же орогенические движения конца эозоя создали и складчатость Енисейского горста и Таймырского полуострова.

Область, расположенную между рр. Енисеем и Леной и ограниченную с юга Древним теменем, с запада Енисейским горстом и Западносибирской низменностью, с северо-запада Таймырским полуостровом и с востока молодыми складчатыми сооружениями востока Азии, В. А. Обручев называет Енисейско-Ленской или Среднесибирской платформой. Каких-либо дальнейших подразделений для платформы В. А. Обручевым не предлагается, но изучение приводимой им тектонической карты легко позволяет выделить здесь три области. Вдоль западной и южной окраин платформы располагается широкая полоса, в которой палеозойские породы, слагающие платформу, подверглись заметной складчатости. В. А. Обручев различает здесь кембрийскую, каледонскую и юную герцинскую складчатость; в бассейне р. Вилюя наблюдается даже мезозойская складчатость. В центральных, не затронутых складчатостью частях платформы, на карте выделяется Тунгусский бассейн, дающий на севере длинную узкую ветвь к низовьям р. Лены, и Анабарский докембрийский массив с прилежащими к нему районами. Кроме Древнего темени и Енисейско-Ленской платформы, В. А. Обручевым выделяются в Сибири следующие структурные элементы:

1. Алтай и Киргизская степь, в которых складчатость имела место в каменноугольный и пермский периоды.
2. Восточное Забайкалье и Амурско-Приморский край, где также преобладает герцинская складчатость, но встречается и мезозойская.
3. Верхоянско-Колымский край со складчатыми образованиями мезозойского возраста.
4. Камчатка и Сахалин, как область третичной складчатости.

Вторая основная точка зрения на структуру Сибири выдвинута была Делоне [511]. В настоящий момент она является общепринятой. На фиг. 13 приведена тектоническая схема Делоне для северного полушария. Из схемы видно, что древнейшим складчатым сооружением севера Азии является Сибирский массив, складчатый фундамент которого возник в докембрийское время. Массив этот невполне отвечает Енисейско-Ленской платформе В. А. Обручева, так как западная, приенисейская, часть последней вместе с районом Саян относится Делоне к складчатым сооружениям каледонского времени.

Из схемы Делоне видно, что по его представлениям Сибирский массив является как бы древнейшим ядром Северной части Азии, около которого последовательно нарастали полосы все более молодой складчатости. Непосредственно к массиву прилегает широкая полоса каледонских складчатых сооружений, далее за ней следует полоса герцинской складчатости, выклинивающаяся у берегов Тихого океана, и, наконец, область третичной складчатости. На востоке третичные складки непосредственно прилегают к каледонским.

Наиболее резким отличием точки зрения Делоне от точки зрения И. Д. Черского — В. А. Обручева является то, что Древнее темя Азии из древнейшего архейского тектонического сооружения превращается в относительно молодую, древнепалеозойскую складчатую область.

В дальнейшем тектоническая схема Делоне была последовательно развита в первой сводной работе по геологии Сибири, данной А. А. Борисяком [54], и принята в основу всех новейших тектонических сводок по Сибири. Последние были даны А. Е. Ферсманом [396], М. М. Тетяевым [374], которому принадлежит, между прочим, исчерпывающая критика идеи Древнего темени [371], Д. В. Наливкиным [242], Н. С. Шатским [424, 425] и А. Борном [466]. Частичные тектонические схемы, касающиеся северных частей Сибирской платформы, были даны, кроме того, в самое последнее время Г. Г. Моором [226] и другими работниками Арктического института.

Не останавливаясь на каждой из этих работ, я отмечу только то новое, что они вносят в изложенные ранее тектонические представления, и те основные спорные вопросы, которые ими выдвигаются. Прежде чем говорить об этом, необходимо отметить некоторые частные исследования, которые доставили особенно важный фактический материал, коренным образом меняющий наши представления о возрасте складчатости тех или иных крупных областей, фигурирующих на этих общих тектонических схемах.

Прежде всего следует отметить, что работами Арктического института доказан был верхнепалеозойский возраст Таймырских складчатых сооружений, которые В. А. Обручевым и Делоне считались за докембрийские. Далее работами М. М. Тетяева и его учеников [373] было выяснено, что более молодой, чем предполагалось, возраст имеют и складчатые горные сооружения, примыкающие к Древнему темени с юго-востока. Мы видели выше, что по В. А. Обручеву и Делоне в Восточном Забайкалье развиты складчатые сооружения герцинского возраста и что мезозойские или вообще альпийские в широком смысле этого слова дислокации появляются в бассейне Зеи, Буреи и в Приморье. В настоящее время можно считать прочно установленным, что во всей рассматриваемой области последняя эпоха интенсивной складчатости приурочивается к мезозою.

Наконец, следует отметить исследования Е. В. Павловского в Прибайкалье, которыми устанавливается послекембрийский возраст последней интенсивной складчатости, имевшей место в этой области [297, 300]. После этого включение Прибайкалья в число докембрийских сооружений стало невозможным.

Нам остается теперь наметить главнейшие расхождения мнений, которые имеются в новейших тектонических схемах по вопросу о структуре Енисейско-Ленской или Сибирской платформы и Древнего темени. Мы видели выше, что В. А. Обручев и Делоне, несмотря на различие их взглядов на возраст, близко сходятся в определении площади, занимаемой платформой; отличия здесь сводятся к тому, что Делоне западную, прилежащую к Енисею часть платформы определенно относит к каледонским сооружениям.

Из последующих тектонических схем чрезвычайно резко отличается от остальных схема Д. В. Наливкина [242] (фиг. 14), который совершенно необоснованно и в противоречии со всеми имеющимися геологическими фактами значительную северную часть Сибирской платформы, включая сюда и Анабарский архейский массив, относит к «палеозойским геосинклиналям»; кроме того, докембрийский массив Сибирской платформы Д. В. Наливкин, как это ни странно, продолжает на запад в пределы Западносибирской низменности, чуть ли не до Урала.

Весьма оригинально, к сожалению без необходимых пояснений, трактуется структура Сибирской платформы А. Е. Ферсманом [396] (фиг. 15). В средней части ее помещается по его представлениям «Ангарский щит, повидимому архейского возраста». С юга, запада и северо-запада щит этот охватывается складчатой системой «сибирид», которым автор приписывает допалеозойский возраст. Мы видим здесь значительное расширение взглядов В. А. Обручева на эозойскую складчатость и зарождение новой идеи, которая впоследствии была развита в работах Н. С. Шатского.

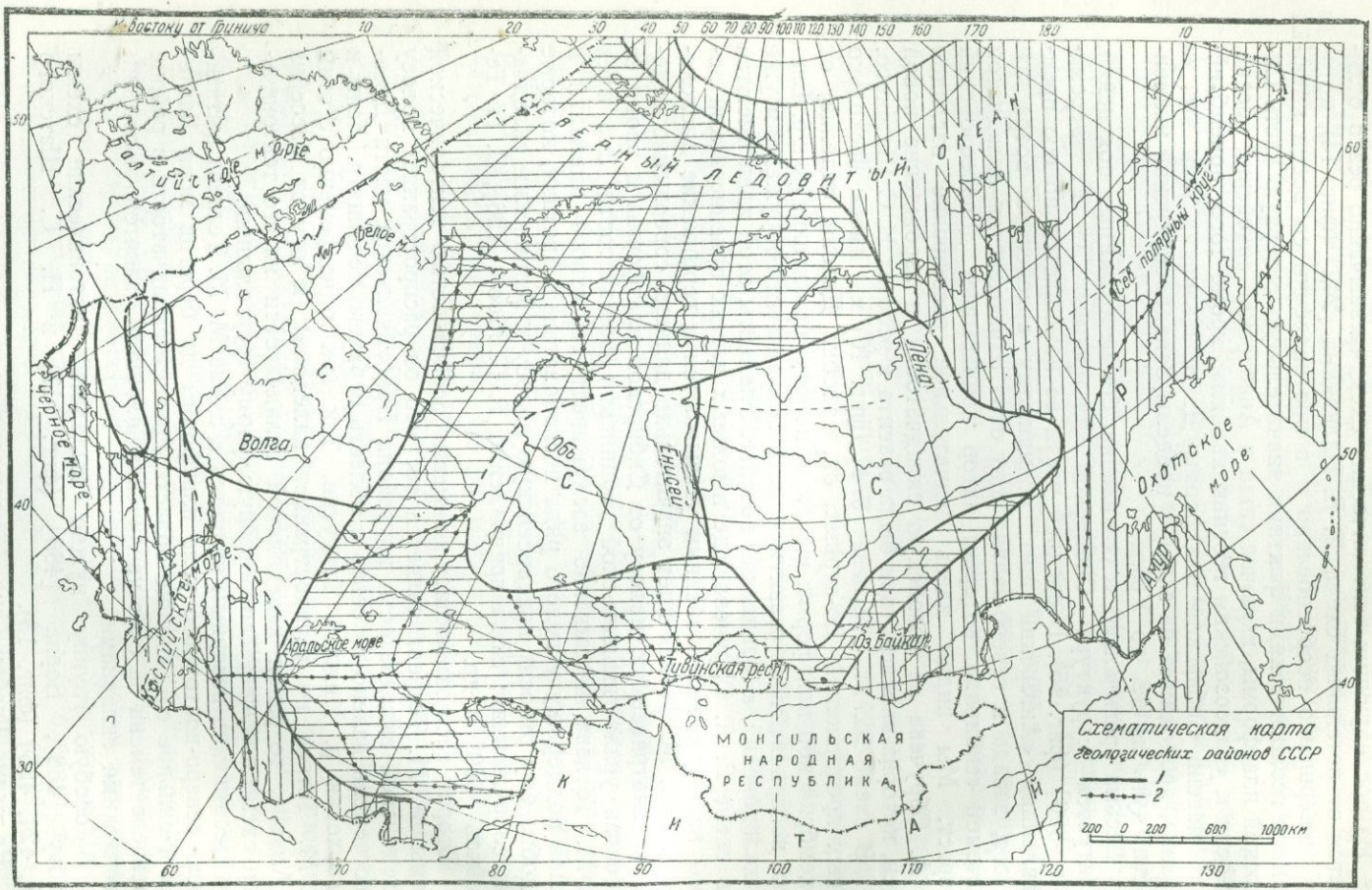
В схеме М. М. Тетяева [374] (фиг. 10) мы имеем несколько новых предложений. Во-первых, он, подобно Делоне, отделяет от докембрийской платформы широкую полосу, прилегающую к р. Енисею, но приписывает развитым здесь складчатым сооружениям уже не каледонский, а герцинский возраст. Элементы этой идеи имеются и в схеме В. А. Обручева, где в южных частях приенисейской полосы наряду с палеозойскими указываются и герцинские дислокации, но М. М. Тетяев идет значительно дальше, совершенно отделяя рассматриваемую полосу от Сибирской платформы и вводя ее в состав урало-тяньшаньской герцинской складчатости. Эта идея М. М. Тетяева несомненно заслуживает серьезного внимания и нашла поддержку у целого ряда исследователей Арктики, которые подобно ему относят приенисейскую полосу к герцинским складчатым сооружениям; сюда принадлежат Г. Г. Моор [226], В. П. Тебеньков [369] и др.

Второй заслуживающей внимания особенностью тектонической схемы М. М. Тетяева является то, что он распространяет полосу каледонской складчатости из района Прибайкальской части Древнего темени далеко на север в область верхнего течения р. Лены и в верховья р. Нижней Тунгуски. Так как одновременно с этим М. М. Тетяев не распространяет каледонид к югу от бассейна р. Алдана, то район каледонской складчатости на его тектонической схеме получает своеобразную форму треугольника.

Несомненно неверным является в схеме М. М. Тетяева вытягивание северо-восточного угла платформы до берегов моря Лаптевых и сильное сокращение области древней складчатости в районе Древнего темени за счет увеличения площади, занятой молодыми альпийскими складками.

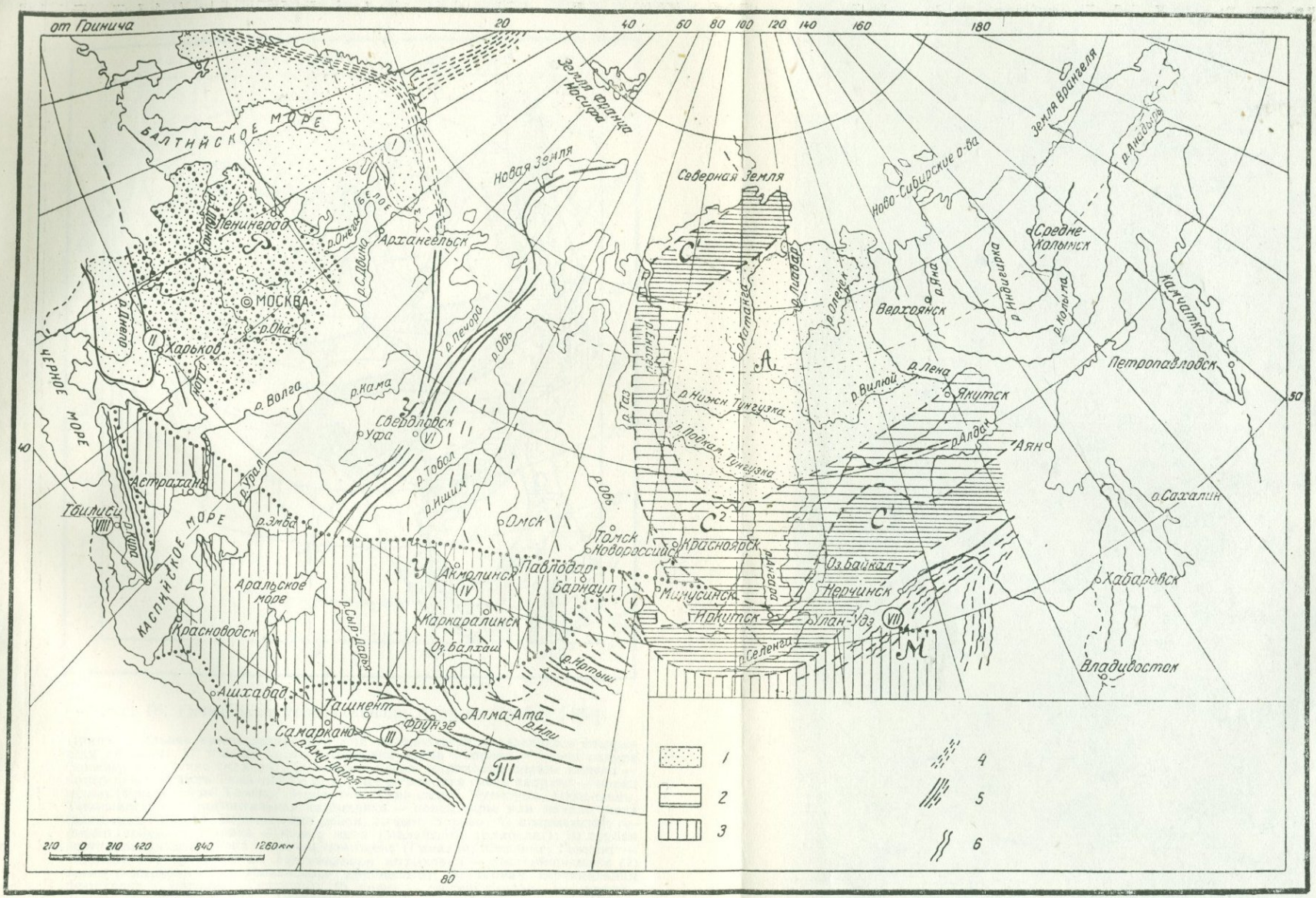
В особую группу нужно выделить тектонические схемы Грабау [488], Борна [466] (фиг. 17) и Н. С. Шатского [37, 424, 425] (фиг. 18).

На схеме Грабау (фиг. 16) указано распределение на площади Азии древних щитов и геосинклиналей различного возраста. Здесь



Фиг. 14. Геологические районы СССР по Д. В. Наливкину [242].

Вертикальная штриховка — мезокайнозойские геосинклинали; горизонтальная штриховка — палеозойские геосинклинали; без штриховки (в пределах СССР) — архейопротерозойские геосинклинали. *1* — границы регионов; *2* — границы районов.



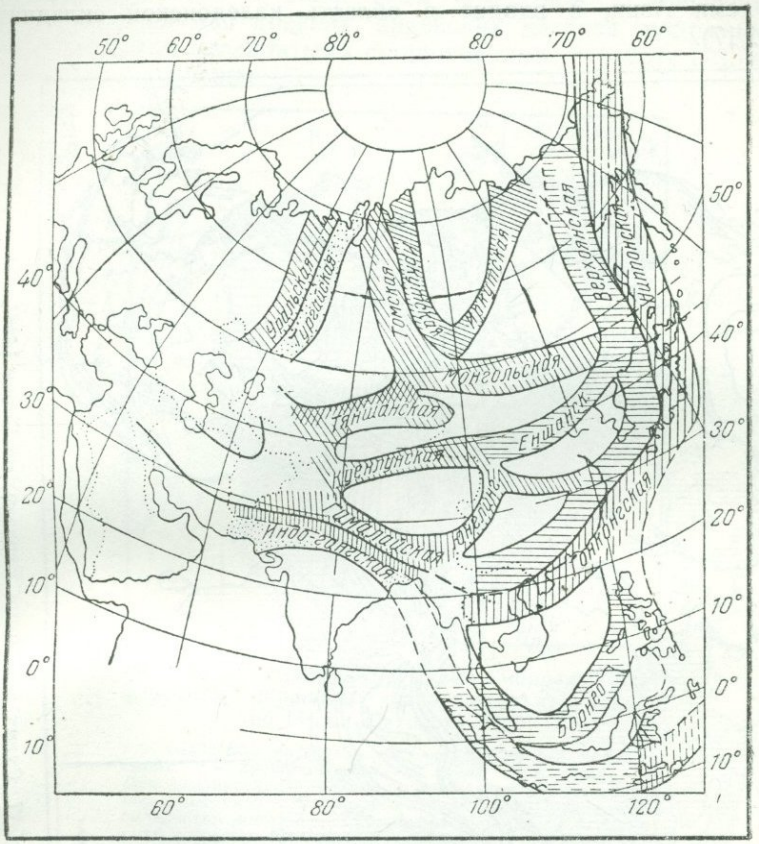
Фиг. 15. Геохимическая схема СССР, по Ферсману [396].

1 — щиты: А—Ангарский, Р — Российский; *2* — Сибериды: C^1 — более древние, C^2 — допалеозойские; *3* — Пустынно-озерный пояс; *М* — Монголо-Охотский пояс; *4* — Каледониды (Л); *5* — Уралиды (У) и Тяньшаниды (Т); *6* — Кавказиды на западе (К) и мезозойские и третичные образования на востоке.

Основные узлы:
I — Кольский; *II* — Донецкий; *III* — Ферганский; *IV* — Карагандинский; *V* — Кузнецкий; *VI* — Уральский; *VII* — Забайкальский; *VIII* — Закавказский.

Архангельский А. Д.

привлекает внимание, что между массивами Ангарии, в основном отвечающей Сибирской платформе, и Амурии, включающей район Древнего темени и бассейн р. Алдана, помещается Иркутская краевая геосинклиналь, складчатость в которой имела место в конце



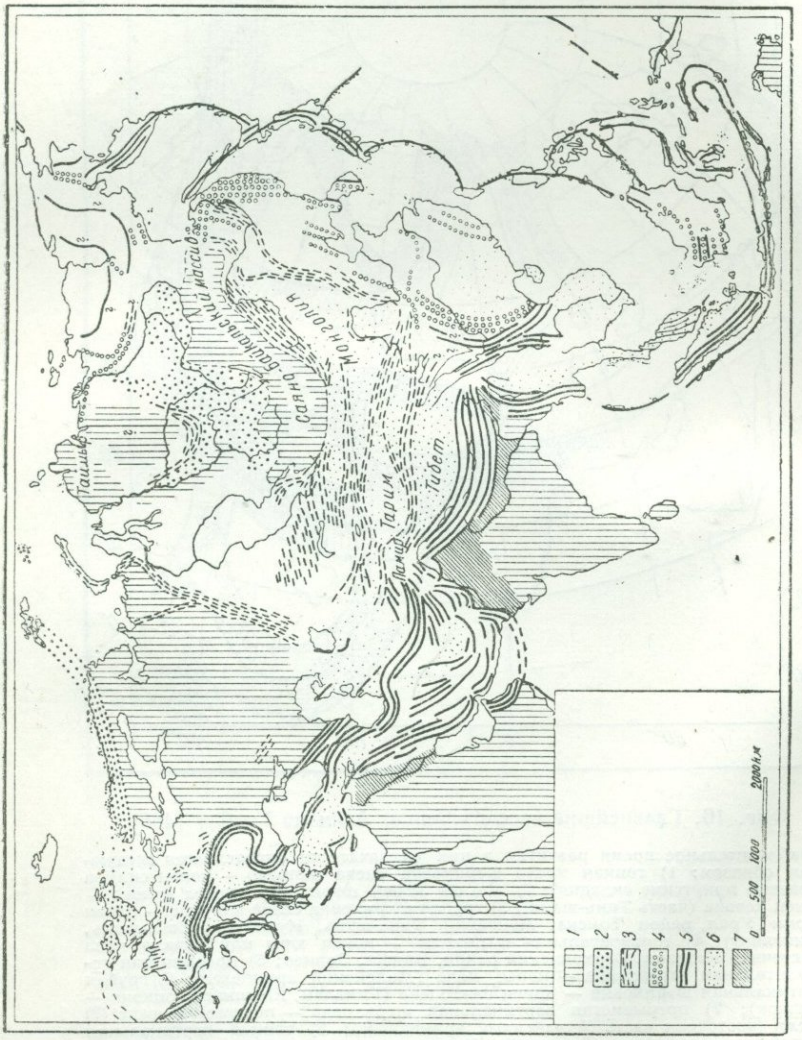
Фиг. 16. Главнейшие геосинклинали Азии по Грабау [488].

Приблизительное время развития в них складчатости определяется следующим образом: 1) тонкая косая штриховка слева направо — конец силура (краевые иркутские складки); 2) тонкая косая штриховка справа налево — конец девона (часть Тянь-шаня); 3) грубая штриховка слева направо — конец перми (Урал, район Томска, Монголия, Тянь-шань, Куенлунь, Нань-шань, Тсинглинг); 4) горизонтальная штриховка — конец юры или начало мела (восточная Катазия, Верхоянский район, Евшан, Борнео; 5) прерывистая горизонтальная штриховка — конец мела (Малайский архипелаг); 6) грубая вертикальная штриховка — конец олигоцена (Гималаи, Юнглинг, Гонконг — Ниппон); 7) прерывистая вертикальная штриховка — послемиоценовое (?) время (восточная часть Малайского архипелага); 8) тонкая вертикальная штриховка — плиоцен (Сиваших); 9) точки — геосинклинали, не претерпевшие складчатости (Индо-Гангская впадина, Тургайская геосинклиналь); 10) белое — возраст складчатости неизвестен.

силурийского периода. Таким образом Грабау подразделяет Сибирскую платформу на два докембрийских массива, отделенных один от другого полосой каледонской складчатости. Мысль эта, по существу принадлежащая А. Г. Ржонсницкому [1918 г.; 323], как мы

увидим в дальнейшем, несколько в иной форме развивается в последние годы Н. С. Шатским.

Почти то же самое мы видим и на тектонической схеме Евразии Борна, где, однако, Алданский массив не включен в состав Саяно-Байкальского массива, как называет Борн Древнее темя Азии, а входит в область каледонской складчатости (фиг. 17).



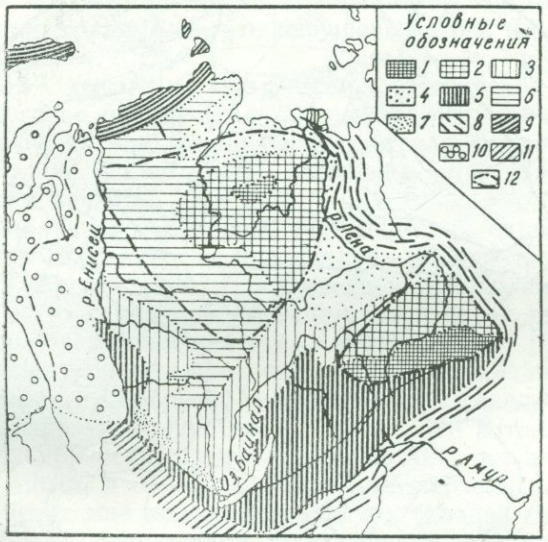
Фиг. 17. Схема тектоники Евразии, по Борну [466].

1 — докаледонские массивы; *2* — каледонская складчатость; *3* — верхнепалеозойская складчатость; *4* — юрско-меловая складчатость; *5* — верхнемеловая и третичная складчатость; *6* — относительно устойчивые срединные массивы; *7* — юные предгорные впадины.

В последнее время особенно большое внимание привлекает тектоническая схема Н. С. Шатского, которая во многом отличается от предыдущих, особенно тем, что автор ее ставит себе задачей, с одной стороны, дать возможно более детальное расчленение области Сибирской платформы и Древнего темени, а с другой, — проследить выделяемые им элементы в их историческом раз-

витии. При этом автор значительно расширяет понятие Сибирской платформы, включая в ее состав и ту область, которую, раньше называли Древним теменем (фиг. 18).

Н. С. Шатский, как и два предыдущих геолога, исходит из представления, что в складчатом фундаменте Сибирской платформы имеются два древних, архейских массива, подразделенных более молодыми складчатыми сооружениями. В работе 1935 г. [425] он говорит следующее:



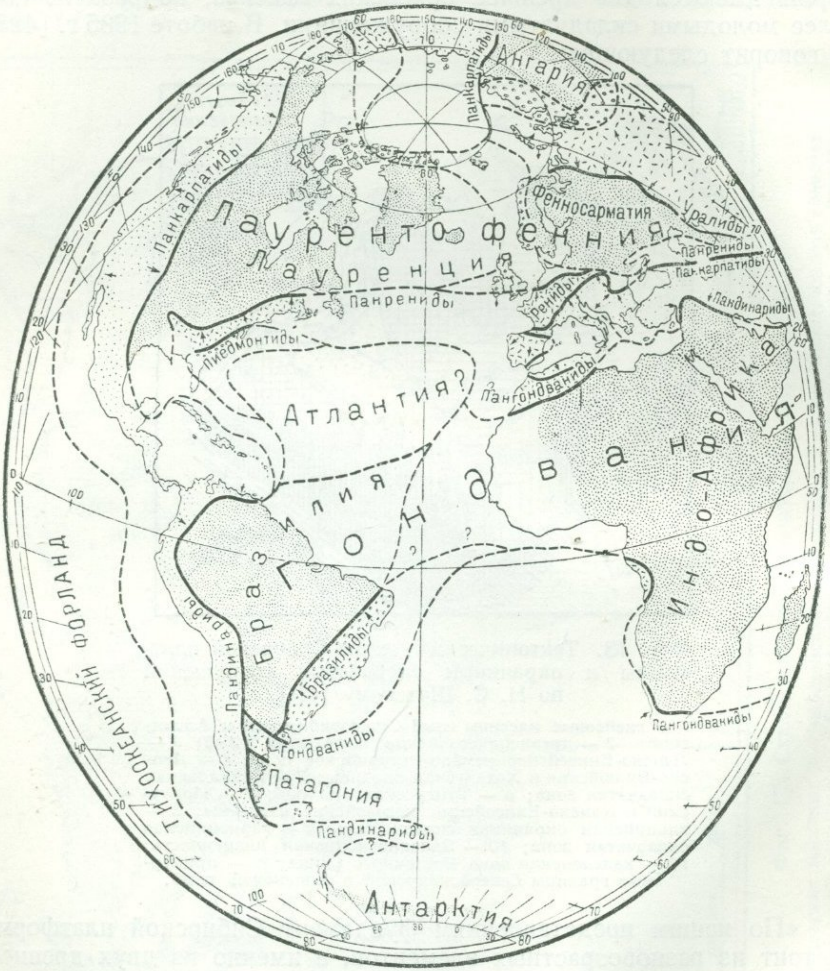
Фиг. 18. Тектоническмя схема Сибирской платформы и окраинных складчатых сооружений по Н. С. Шатскому [424].

1 — гнейсовые массивы глыб Северосибирской и Алданской; *2* — древнепалеозойские поля этих глыб; *3* — Ленско-Енисейское кембро-силурийское поле; *4* — Ленско-Вилюйская и Хатангская впадины; *5* — Байкальская складчатая зона; *6* — Тунгусская впадина; *7* — Иркутский и Канско-Енисейский мезозойские бассейны; *8* — альпийская окраинная складчатость; *9* — варисцийская складчатая зона; *10* — Западносибирская низменность; *11* — каледонская зона Восточного Саяна; *12* — примерные границы Северосибирской и Алданской глыб.

«По нашим представлениям фундамент Сибирской платформы состоит из разновозрастных элементов, а именно из двух древнейших — архейских (?) гранито-гнейсовых глыб, Северосибирской и Алданской, и гораздо более молодых складчатых сооружений конца докембрия, которые разделяют и опоясывают указанные архейские массивы. Эпоху возникновения древних глыб мы относим к концу архея — к началу протерозоя, а складчатость, спаявшую в одно целое и создавшую единый массив Сибирской плиты, к самому концу протерозоя или к первой половине кембрия (байкальская складчатость). Породы архейских глыб выходят на поверхность в Анабарском массиве и в бассейне Алдана, а породы, образующие складчатые сооружения байкальской фазы, в Прибайкалье, в Западном Забайкалье, в бассейнах Олекмы, верхнего тече-

ния Алдана, Учура, в восточной части Восточного Саяна и в Енисейском кряже».

Позднее Н. С. Шатский счел возможным на карте в Большом советском атласе мира [51] несколько иначе определить возраст рассматриваемой складчатости. Для района Алданского мас-



Фиг. 19. Тектоническая схема атлантической половины земного шара, по Штилле [539].

Частые точки — докембрийские массивы, кружки — каледониды, короткие линии — герциниды, редкие точки — альпиды.

сива, бассейна Олекмы и верхнего течения р. Витима он считает основную складчатость несомненно докембрийской, а для Прибайкалья, верхнего течения р. Лены, Вилюйской впадины и южной части приенисейской полосы — протерозойской или кембрийской. «В эпоху каледонской складчатости, — говорит Н. С. Шатский, — в области, расположенной между Северосибирской и Алданской

глыбами, по южной окраине Северосибирского массива и на Енисейском кряже, всюду, повидимому, имело место весьма энергичное складкообразование. В результате его возникла серия хорошо выраженных, выдерживающихся на больших расстояниях складок, которые на р. Лене и в верхнем течении р. Ангары имеют северо-восточное простирание, а по окраинам Енисейского кряжа, Восточного Саяна и в низовьях р. Нижней Тунгуски — северо-западное. В западной части этого района прекрасно выражены в виде пологих складок и разломов также и герцинские дислокации; длинный ряд фактов показывает, что нарушения этого же возраста развиты и по р. Лене».

Сравнивая тектоническую схему Сибирской платформы Н. С. Шатского со схемой В. А. Обручева, легко видеть, что если Тунгусский бассейн или впадина и Хатангская впадина последним в той или иной форме были выделены, Ленская выделяется Н. С. Шатским впервые.

Чтобы покончить с обзором тектонических схем, охватывающих Азию или Евразию в целом, следует упомянуть еще тектоническую карту Аргана [456], составленную на основе его хорошо известных идей о глубинной складчатости и связи ее с поверхностным складкообразованием, а также карту Штилле [539] (фиг. 19), рисующую между прочим соотношения между складчатыми сооружениями Евразии и Северной Америки. Для нас здесь представляет интерес тот факт, что в Чукотском полуострове Штилле видит продолжение докембрийского щита Северной Америки и полагает, что между этим щитом и областью альпийской верхоянской складчатости располагается еще полоса каледонских складчатых сооружений.

Кроме рассмотренных нами более общих тектонических схем, в литературе существует еще ряд схем, относящихся к меньшим участкам территории СССР. Из них для примера можно упомянуть схемы В. П. Ренгартена для Кавказа [321], Н. Г. Кассина для Центрального Казахстана [143, 144], Н. С. Шатского для той же местности с прилежащими частями Западной Сибири, Тянь-шаня и Урала [429], С. В. Обручева [287], а также П. Н. Кропоткина и Е. Т. Шаталова [165] для северо-востока Азии и др. С этими схемами удобнее будет познакомиться при описании тех районов, к которым они непосредственно относятся.

Основные структурные элементы земной коры

Выше мы уже указывали, что вскрыть надлежащим образом закономерности геологического строения СССР в ее геологической истории возможно лишь в том случае, если мы будем в процессе нашего исследования исходить из изучения таких участков земной коры, которые соответствуют основным структурным элементам последней. Поэтому нужно прежде всего условиться, что следует понимать под этими основными структурными элементами? Исчерпывающий ответ на этот вопрос по отношению ко всей земной поверхности мы сможем получить лишь в конце этой работы; теперь же остановимся только на континентах, доступных для непосредственного геологического изучения.

Вместе с огромным большинством геологов за основные структурные элементы я считаю платформы или плиты и геосинклинальные области. Несмотря на то что по вопросу о природе тех и других имеется достаточно большая литература, приходится признать, что согласия в определении этих понятий среди современных геологов не имеется. Краткое изложение существующих в этом отношении мнений и важнейшую литературу можно найти в статье Е. В. Милановского [219]; кроме того, вопрос о геосинклиналях в русской литературе рассматривался А. А. Борисяком [52, 53], А. Н. Мазаровичем [197], Н. М. Страховым [363], Д. В. Наливкиным [240], М. М. Тетяевым [374, 375] и др.

Можно наметить два основных направления мысли. Одни авторы видят главнейшее свойство геосинклинальных областей в том, что земная кора здесь испытывает длительное опускание с образованием глубокого геосинклинального прогиба, в котором накапливаются мощные толщи осадков; в таких областях впоследствии происходит складчатость и возникают горные хребты. Такое определение следует признать слишком формальным, упрощенным и не учитывающим целого ряда важнейших явлений, свойственных геосинклинальным областям. Крайней степенью упрощения является взгляд Д. В. Наливкина, по которому «геосинклиналь — это область накопления осадков, впоследствии превращающаяся в складчатые горы». «Области накопления осадков в морях носят название геосинклиналей; аналогичные области континентов нередко называются континентальными геосинклиналями».

На первый взгляд может казаться, что такое определение достаточно близко стоит к тому, которое дали для геосинклинали авторы этого понятия Hall и Dana и которому следуют вообще американские геологи. Ближайшее рассмотрение вопроса показывает, однако, что в американской геологии учение о геосинклиналях неразрывно связано с учением о краевых массивах (бордерлендах) и в действительности является достаточно сложным. На изложении его я в настоящий момент останавливаться не стану; интересующиеся могут найти относящиеся сюда сведения в упомянутых выше статьях Н. М. Страхова и Е. В. Милановского, а также в известной монографии Шухерта [532]. Критические замечания по поводу американских представлений о краевых массивах геосинклиналей можно найти в недавней статье А. Д. Архангельского [25].

Достаточно близким к данному Д. В. Наливкиным, но еще более странным является определение геосинклинали, которое имеется в работах М. М. Тетяева [374, 375]. В первой из этих работ, дав определение «складчатой зоны» и ее платформы, этот автор, говорит:

«Иначе дело обстоит с понятием геосинклинали, которая, по мнению авторов этого понятия, существует не только в момент складчатости, но и в течение всего предыдущего момента между двумя складчатостями, иногда протягиваясь на несколько эпох складкообразования. Соответственно этому и континентальный массив сохраняет свое постоянство в течение ряда геологических периодов, независимо от изменяющихся форм геотектогенеза. Различаясь только как области смывания и накопле-

ния, эти понятия не имеют ничего общего с формами геотектогенеза и, следовательно, не отражают хода развития структурных связей и изменения законов этого развития» (разрядка моя). Здесь геосинклинали как будто не придается никакого значения в развитии тектонических форм.

В «Основах геотектоники» М. М. Тетяев говорит о геосинклиналях как о «местах наибольшего накопления осадков» (стр. 98). «Если в категории геоморфологических движений мы имеем как основные противоположности формы рельефа — океан и континент, — то в геотектонической категории уже исчезают понятия океана и континента и выступают новые противоположности геотектонического порядка — впадины и выпуклости, которые мы будем называть геосинклиналями и геоантиклиналями. Употребляя эти понятия, мы должны помнить о их неразрывной связи, выражающейся в общем единстве процесса геотектонических колебательных движений. Всякая геосинклиналь предполагает рядом с собой геоантиклиналь и обратно. Так например, Урал в отношении Подмосковного бассейна — геоантиклинали — является геосинклиналью. Но тот же Подмосковный бассейн есть геосинклиналь по отношению к Финляндскому массиву, как геоантиклинали».

Мне эти рассуждения кажутся чрезвычайно далекими от действительности.

Другая точка зрения при определении понятия геосинклиналь учитывает не только погружение осадков, но и ряд других явлений. Наиболее полно выражена она С. Бубновым [460, 469], и для характеристики ее мы считаем полезным привести цитату из книги последнего «Grundprobleme der Geologie» (стр. 178): «В настоящее время геологи сходятся на том, что горы альпийского типа возникают в особых участках земной коры, которые называют геосинклиналями. Общепризнанного определения геосинклиналей до сих пор, однако, не дано. Первоначальное определение геосинклинали как области постоянного и интенсивного опускания удовлетворять ни в коем случае не может. Огромная мощность осадков не всегда имеется в горах альпийского типа, и кроме того, она, как мы видели, встречается в области подвижных шельфов, из которых альпийские горные сооружения не возникают. Постоянство опускания также не является безусловно необходимым признаком, потому что именно в Альпах мы знаем значительные перерывы в отложении осадков, так же как и относительные поднятия. Более важно указание на то, что в областях складчатости часто встречаются осадки, которые указывают на образование на большой глубине; эти породы, однако, никогда не бывают особенно мощными и иногда находятся в таких соотношениях с другими осадками, которые, повидимому, противоречат ранее формулированному закону о соотношении фаций. Такие случаи мы знаем в силуре Норвегии, в карбоне и перми Урала, в юре и мелу Альп. Отсюда можно вывести заключение, что опускание здесь иногда бывает столь быстрым, что отложение осадков не могло его немедленно компенсировать, почему берег и глубокое море приходили иногда

почти в непосредственное соприкосновение. Из этого можно вывести одно особенное свойство геосинклиналей — их подвижность или лабильность. Это обстоятельство делается важным, если принять во внимание, что наряду со своеобразным характером осадков геосинклинали характеризуются подводными вулканическими излияниями. Здесь развит замечательный тип основных изверженных пород, характеризуемый железными и магнезиальными силикатами и бедностью кремнекислотой, так называемые зеленокаменные породы... Очень часто они бывают связаны с кремнистыми, богатыми остатками радиолярий породами, которые во всяком случае отложились не в мелководье. Часто встречаются наряду с ними интрузивные породы того же химического состава, т. е. бедные кремнекислотой... Мы можем таким образом сказать: большая подвижность, т. е. относительно быстрое опускание, соединенное с энергичным вулканизмом и излияниями характерного семейства основных зеленокаменных пород, — вот, что безусловно характеризует историю геосинклинали до появления складчатости.

«Геосинклинальная область неоднородна и заключает многочисленные мели между глубоководными участками. Мы имеем многочисленные доказательства того, что эти непрерывно образующиеся отмели являются в то же время эмбрионами позднейших складок».

Описанный процесс погружения сменяется в геосинклиналях через более или менее длительные промежутки времени интенсивной складчатостью, формы которой весьма разнообразны и в крайних своих проявлениях приводят к образованию мощных покровов шарьяжей, надвигающихся на соседние плиты. С началом складчатости коренным образом меняется в геосинклиналях также и характер вулканической деятельности: излияния сменяются интрузиями, которые начинаются основными и заканчиваются кислыми членами ряда.

Из сказанного видно, что согласно изложенным представлениям геосинклинальные области земной коры отличаются от плит интенсивностью движений и мощностью, а также отчасти характером развитых здесь осадочных пород и, наконец, характером вулканизма. Мои личные исследования заставляют расширить понятие геосинклиналь до понятия геосинклинальная область, в пределах которой геосинклинальные, опускающиеся участки чередуются с геоантиклинальными, поднимающимися.

Определение геосинклинальной и платформенной области в этом случае получает следующий характер [34]. Под названием геосинклинальных областей разумеются такие участки земной коры, которым свойственна особенно сильная и многообразная подвижность. Колебательные вертикальные движения, обычно называемые эпейрогеническими, в этих областях имеют относительно очень большую скорость и амплитуду. Поднятия и опускания всей области сопровождаются раздроблением последней на отдельные глыбы, движущиеся с весьма различной быстротой и иногда в различных направлениях. Эти различия в движениях отдельных участков имеют следствием распадение геосинклинальных областей на ряд впадин (геосинклиналей) и поднятых глыб (геоантиклиналей), что обусловливает возникновение резко выражен-

ного рельефа поверхности, который является характерным для геосинклинальных областей. Особенно характерны для последних движения, обусловливающие возникновение складчатости в слагающих их породах. Геосинклинальным областям далее свойственно весьма широкое развитие вулканизма, проявляющегося как в эффузивной, так и в интрузивной формах. В связи с наличием резко выраженного рельефа и существованием горных массивов, отложение осадков во впадинах геосинклинальной области, будут ли они заняты морем или расположены на суше, совершается особенно интенсивно, и здесь накопляются особенно мощные толщи осадочных пород.

В платформенных областях колебательные эпейрогенические движения как всей их массы, так и отдельных участков имеют относительно малую скорость и малую амплитуду, вследствие чего этим областям свойственен в основном спокойный рельеф. Складчатость на платформах вовсе не образуется или проявляется в относительно очень слабой форме. Несмотря на это, более древние отложения, образующие так называемый *складчатый фундамент платформ*, залегающий в различных участках последних на весьма различной глубине, состоят из складчатых и метаморфизованных пород. Вулканизм на платформах обычно развит очень слабо, проявляясь в большом масштабе лишь в особые моменты их развития. Мягкий рельеф и отвечающая ему слабая эрозия обусловливают малую мощность отлагающихся на платформах обломочных осадочных пород. К этому нужно еще прибавить, что под влиянием глубокого погружения, внедрения интрузивных масс и огромных давлений, которым подвергаются породы геосинклинальных областей в связи со всеми указанными движениями, они испытывают нередко глубокий метаморфизм, который, вообще говоря, чужд платформенным областям. В связи со всем этим иной характер в платформенных и геосинклинальных областях имеют и геохимические процессы, что резче и нагляднее всего проявляется в характере свойственных им рудных месторождений.

Необходимо подчеркнуть, что платформенные и геосинклинальные области не являются чем-либо постоянным и неизменным. Каждой геологической эпохе свойственно особое расположение этих основных структурных элементов земной коры. Геосинклинальные области после складчатости и интрузий нередко утрачивают свойственную им подвижность и переходят в сооружения платформенного типа.

Если превращение геосинклинальных участков земной коры в плиты является фактом общеизвестным, то обратного перехода раз сложившихся, особенно древних докембрийских плитных массивов в геосинклинали, по мнению большинства геологов, не наблюдается. Если это правильно, то, очевидно, рано или поздно геосинклинали должны исчезнуть, и вся доступная нашему изучению часть земной коры должна превратиться в жесткую несминаемую глыбу. Часть геологов думает, что мы в настоящий момент, после альпийского горообразования, уже вступили в эту новую безгеосинклинальную эру истории земли. С наибольшей отчетливостью мысль эта выражена в статье А. А. Борисяка «Теория геосинклиналей» [52]:

«Та стадия развития земли, — говорит Борисяк, — которая характеризовалась проявлением геосинклиналей, миновала совершенно так же, как раньше ее, в докембрийское (т. е. в доисторическое) время, была стадия, когда не было щитов и пластических областей, и вся толща континентального слоя собиралась в складки. Потом диференцировались щиты, и складчатость сосредоточивалась лишь в промежуточных пластических областях, притом всегда в одних и тех же поясах; раз ставшая прочной, платформа не проявляла больше пластических прогибов.

«Складчатые зоны выполняют геосинклинали; они лишают их пластичности, сливают их с соседними платформами. Одни геосинклинали заполнились уже в начале палеозойского времени (грампианская) каледонской складчатостью; другие заполнялись в конце его (аппалахская, уральская, северо-азиатская) герцинской складчатостью; долее всех оставалась открытой средиземноморская геосинклиналь, которую окончательно выполнила альпийская складчатость в кайнозойскую эру. Как превосходно показал своим анализом австрийский геолог Л. Кобер [505], после альпийской складчатости в области средиземноморской геосинклинали не осталось более пластической зоны, а вместе с тем на земле не осталось геосинклиналей».

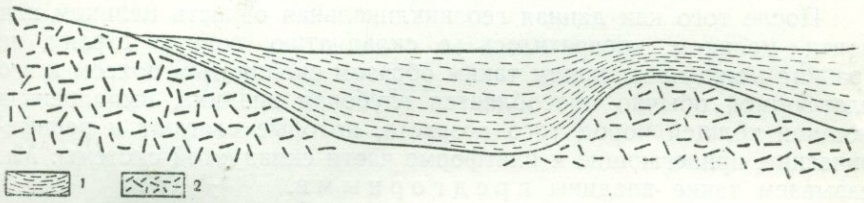
Очень близко подходит к этой мысли также и Н. М. Страхов [364], по мнению которого «область современных континентов когда-то в далеком прошлом была в догеосинклинальной стадии, затем переживала геосинклинальную, а теперь уже вплотную, повидимому, подходит к новой — постгеосинклинальной стадии».

Мысль об отсутствии геосинклиналей в настоящее время далеко не является общепринятой, и тем более, конечно, мысль о том, что они не могут возникнуть и в будущем. Не говоря уже об Оге и Кобере, за существование теперь геосинклинальных прогибов высказываются многие выдающиеся геологи, как Грабау [487], Шухерт [532], Штилле [538] и др. Особенно приходится отметить, что к числу современных геосинклинальных образований некоторые геологи, в том числе В. А. Обручев [278], относят Черное море, южную часть Каспийского и Балтийского морей, которые входят в изучаемый нами район.

Еще дальше идут А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский [30], по мнению которых вся система молодых горных сооружений юга СССР с вкрапленными среди них морскими и озерными бассейнами и котловинами опускания представляет геосинклинальную область в стадии ее общего подъема. По Д. В. Наливкину [240] современными геосинклиналями являются все области усиленного накопления осадков и в первую очередь шельфы континентов.

Платформенные области, возникшие в результате качественного перерождения геосинклинальных, имеют чрезвычайно характерную структуру. В типе в платформенных массивах можно различить складчатый фундамент, возникновение которого относится к геосинклинальной стадии развития данного участка земной коры, и покров недислоцированных или относительно слабо дислоцированных, главным образом осадочных пород, налегающих на фундамент несогласно и образовавшихся уже на поверхности платфор-

менного массива. Складчатый фундамент может залегать на различной глубине, то приближаясь к поверхности, или даже выходя на нее, то опускаясь на большую глубину под породы покрова. Районы, в которых складчатые породы выходят на поверхность, мы будем называть в дальнейшем выступами фундамента, а районы, в которых они залегают сравнительно близко от поверхности, — подземными выступами. Если фундамент плиты состоит из докембрийских пород, то выступы его на поверхность, занимающие значительную площадь, принято называть докембрийскими щитами или массивами. Обычно выступы складчатого фундамента платформ не являются обрубленными круто падающими сбросами, и поверхность их склоняется довольно полого под покровом окружающих выходы более молодых осадочных пород. Таким образом надземные выступы фундамента бывают окаймлены более или менее широкими подземными склонами их, как это изображено на схеме (фиг. 20).



Фиг. 20. Два выступа докембрийского фундамента (направо подземный) с разделяющей их впадиной.

1 — палеозойские, мезозойские и кайнозойские породы, выполняющие впадины и перекрывающие выступы фундамента; *2* — выступы докембрийского фундамента.

Области глубокого погружения пород фундамента мы называем впадинами.

Возраст пород, образующих складчатый фундамент платформ, а равно и эпоха, в которую образовалась его складчатая структура, могут быть различными. В соответствии с этим мы говорим о докембрийских плитах или платформах, если их фундамент состоит из докембрийских пород, дислоцированных в докембрийское время (Восточноевропейская плита), палеозойских плитах, когда дислокации фундамента относятся к палеозою (Урало-Сибирская плита) и т. д.

До сих пор мы говорили о платформах вне их связи с геосинклинальными областями соответственного времени и с возникающими в пределах этих областей складчатыми сооружениями. Если рассматривать эти основные структурные элементы совместно, в истории развития земной коры, то плиты являются форландами для складчатости, происходящей в прилегающих к ним геосинклинальных областях. Для обозначения этих соотношений мы будем употреблять выражения плита или платформа каледонской складчатости, платформа альпийской складчатости и т. д.

Нам остается сказать несколько слов о терминологии складчатых сооружений, возникающих в геосинклинальных областях, и их отношении к платформенным массивам.

В определенные моменты развития геосинклинальных областей в них развивается складчатость, сопровождаемая поднятиями, и таким образом возникает система складчатых горных сооружений определенного возраста (каледонских, альпийских и т. д.). Нередко такие системы называют *складчатыми зонами* или *складчатыми поясами* определенного возраста. Повидимому, обычно складчатость и поднятия возникают первоначально в средних частях геосинклинальных областей, и здесь образуются возвышенные складчатые массивы, которые играют большую роль в дальнейшей жизни геосинклинальных областей и довольно легко могут быть выделены среди возникающих позднее складчатых сооружений. Мы будем называть эти образования *срединными массивами геосинклинальных областей* или *складчатых систем*.

После того как данная геосинклинальная область целиком или почти целиком превратилась в складчатую горную страну, на границе между возникшим таким образом складчатым поясом и его платформой обычно обособляется глубокая впадина, выполненная мощной толщей пород того возраста, которые слагают и периферические, прилегающие к платформе части складчатой системы. Мы называем такие впадины *предгорными*.

В пределах этих впадин нередко встречаются отзвуки дислокаций, происходивших в соседних геосинклинальных областях. Граница распространения интенсивной геосинклинальной складчатости, характеризующей настоящие складчатые сооружения, обычно бывает достаточно ясной и определенной. Однако и вне ее, в области предгорных впадин, на довольно большом расстоянии встречаются еще постепенно затухающие, обычно пологие и широкие складки относительно малой амплитуды.

После складчатости вся геосинклинальная область или же часть ее может, как мы знаем, превратиться в платформу; часто, однако, подвижность данного участка земной коры после складчатости не утрачивается, и он продолжает жить геосинклинальной жизнью.

Возникшие вновь платформенные участки присоединяются к более древним платформенным массивам, и таким образом создаются сложные платформы, фундамент которых состоит из складчатых сооружений различного возраста. Прекрасные примеры таких весьма сложных тектонических сооружений представляет северная платформенная область Евразиатского материка в третичном периоде.

Изложенные выше представления об основных структурных элементах земной коры разделяются большинством геологов. Необходимо, однако, отметить, что за последние годы в советской геологической литературе под влиянием работ видного немецкого геолога Бубнова [469, 470] нередко принимается гораздо более сложная схема, и в пределах континентов выделяют как равноценные понятия геосинклинали, щиты или плиты, лабильные и ста-

бильные шельфы. Особенно настойчиво проводит у нас классификацию Бубнова В. А. Обручев [281, 284], выступивший в ее защиту и против изложенной классификации даже со специальной критической статьей. Не входя здесь в разбор классификации Бубнова — Обручева, так как по этому вопросу нами опубликована недавно специальная статья [25], отметим здесь только, что классификация эта является не только необоснованно сложной, но и глубоко неправильной. Применение ее излишне запутывает вопрос и в ряде случаев неизбежно приводит к неправильным результатам.

ГЛАВА I

ОБЛАСТИ ДОКЕМБРИЙСКОЙ И ДРЕВНЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Основная задача первой части нашей работы — анализ геологической структуры СССР для определения возраста и характера складчатости в различных частях ее территории, а также условий залегания покрова осадочных пород, покрывающих складчатый фундамент в области платформенных массивов. Анализ этот, с одной стороны, должен уяснить закономерности распределения и структуры складчатых систем различного возраста, а с другой, — доставить исходный материал для второй, исторической, части работы, в которой мы будем изучать историю платформенных и геосинклинальных областей различных геологических периодов.

Начнем наш анализ с областей, в которых складчатость имеет докембрийский возраст. Практически от них в некоторых случаях очень трудно отделить районы, в которых складчатость имеет древнепалеозойский возраст, поэтому древнепалеозойские складчатые сооружения мы частично будем рассматривать совместно с докембрийскими; другая часть каледонских складчатых образований будет рассмотрена в следующей главе — при описании верхнепалеозойских областей складчатости.

В пределах СССР имеются две или три области, которые имеют докембрийский складчатый фундамент, именно Восточноевропейская (Русская) и Сибирская докембрийские платформы и очень мало изученный платформенный массив островов де Лонга. В пределах северной Евразии, вне границ СССР, в северо-западной части Шотландии и прилегающих частях Атлантического океана предполагается существование еще одной древней докембрийской глыбы — Эриа. По южной окраине Евразиатского материка располагаются еще два крупных платформенных докембрийских массива — Аравийский и Индостанский. Наконец, в средних и юго-восточных частях Азии, сложенных в основном палеозойскими и мезозойскими складчатыми сооружениями, располагаются относительно небольшие массивы, имеющие, повидимому, докембрийское складчатое основание, — Таримский, Ордос, Северокитайский Южнокитайский и Индокитайский.

Подробно мы рассмотрим только те докембрийские платформенные области, которые входят в состав территории СССР, а на остальных остановимся только весьма кратко.

ВОСТОЧНОЕВРОПЕЙСКАЯ ИЛИ РУССКАЯ ДОКЕМБРИЙСКАЯ ПЛАТФОРМА (ПЛИТА)

Границы платформы

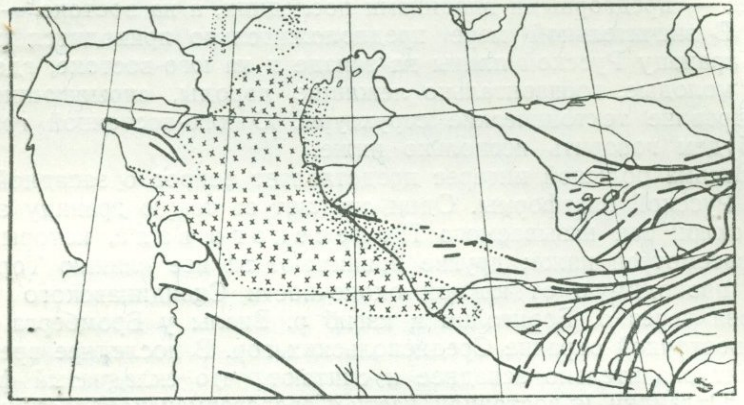
Под названием Восточноевропейской или Русской платформы (или плиты) обычно понимают равнинную часть Восточной Европы с прилежащими к ней на юго-востоке частями Азии; Штилле почему-то назвал эту область Фенносарматией. На северо-западе платформа эта ограничена каледонским складчатым сооружением Норвегии, на юге — Карпатскими, Крымскими, Добруджинскими и Кавказскими горными сооружениями, точнее — предгорными впадинами последних, а на востоке — Уралом. В значительной мере предположительно приходится проводить границу Русской плиты на западе и на юго-востоке, где развиты молодые, горизонтально лежащие породы, скрывающие более древние тектонические структуры. О юго-восточной границе мы будем говорить несколько ниже.

Весьма большой интерес представляет вопрос о западной границе Русской платформы. Одни считают за такую границу западный склон так называемого Полесского вала, который будет рассмотрен ниже; другие принимают за нее «линию Торнквиста», проводимую от южной оконечности Скандинавского полуострова через о. Борнгольм и изгиб р. Вислы у Бромберга к северо-восточной окраине Среднепольских гор. В последнее время ее относят значительно западнее и считают, что складчатый фундамент Ютландии и восточной части Северогерманской впадины состоит еще из докембрийских пород. Так она проводится наилучшими знатоками тектоники Средней Европы — С. Бубновым [58] и Штилле [543].

На севере Русская платформа переходит в дно Баренцова моря, и о продолжении ее приходится судить на основе косвенных данных, именно по простираниям складчатых сооружений, составляющих продолжение каледонид Норвегии и герцинид Урала. Как известно, каледонские складки Норвегии у Варангер-фиорда поворачивают на север, и продолжение их мы находим на Медвежьем острове и на Шпицбергене. Этот поворот можно объяснить тем, что западная граница Восточноевропейской платформы от Варангер-фиорда направляется в меридиональном направлении к Шпицбергену. Повидимому, восточная часть острова Северо-восточная земля, расположенного к востоку от Шпицбергена, имеет уже платформенный характер и входит в состав Русской платформы, так как здесь древнепалеозойские породы, по свидетельству Фребольда [483], залегают почти горизонтально. О продолжении платформы в рассматриваемую область говорит также резкий поворот складок Новой Земли с северо-запада на северо-восток, что также может быть объяснено существованием поблизости платформенного массива.

Архипелаг островов Франца Иосифа, на котором слагающие его мезозойские породы, если отвлечься от разбивающих их сбросов, залегают горизонтально, также, повидимому, входит в состав платформы. О дальнейшем распространении платформы на север

мы не имеем заслуживающих серьезного доверия данных. Едва ли можно предполагать, чтобы она соединялась с тем опустившимся древним платформенным массивом, который можно предполагать в районе Северного полюса, на месте современного Северного полярного океана. Мы склонны думать, что две эти платформы подразделены складчатыми сооружениями каледонского и герцинского возрастов. Некоторым указанием на это служит, быть может, северо-западное простирание складок на северных островах архипелага Северной земли [565]; герцинские складчатые сооружения здесь, повидимому, направляются в обход северной оконечности платформы.



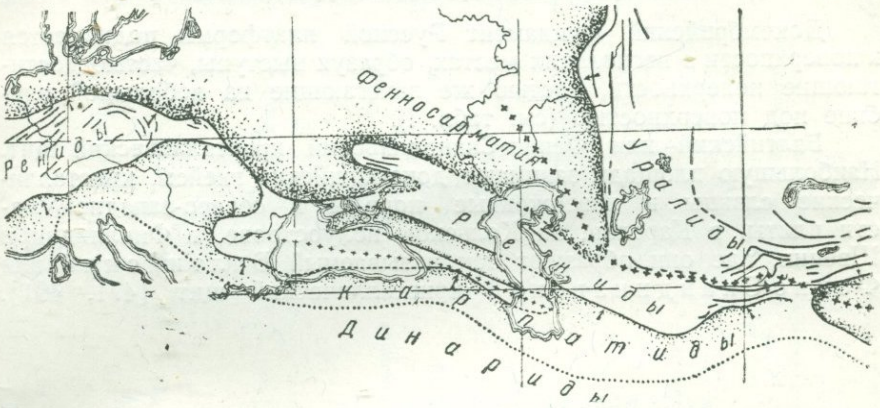
Фиг. 21. Гипотетический подземный докембрийский выступ Устюрта (кресты) и соседние с ним складчатые дислокации (жирные линии) и валы (точки), из Архангельского [12].

В указанном объеме Восточноевропейская платформа является частью огромной Североевразиатской платформы третичной складчатости и представляет неоднородное и весьма сложное сооружение, складчатый фундамент которого в южных частях заведомо является достаточно молодым и состоит из верхнепалеозойских и мезозойских пород.

Несомненно к верхнепалеозойскому и мезозойскому времени относится складчатость Донецкого каменноугольного бассейна и его подземного продолжения, идущего под покровом более молодых пород на ВЮВ к полуострову Мангышлак на восточном побережье Каспийского моря. К югу от линии Донецкий бассейн — Мангышлак складчатый фундамент платформы заведомо определен не докембрийской, а более молодой складчатостью. Подробнее нужно остановиться на вопросе о возможном положении юго-восточной границы докембрийского фундамента.

В 1923 г. А. Д. Архангельский, определяя границы докембрийского массива Русской платформы, высказал предположение, что на юго-востоке последняя продолжается в область Устюрта и северных Кара-кумов [12]; при этом казалось, что докембрийский фундамент этой области несколько приподнят и образует подземный выступ, получивший название подземной глыбы

Устюрта. Основанием к этой гипотезе послужило наблюдение, что складчатые сооружения различных систем как бы обходят Устюрт, а Тяньшано-Памирский складчатый комплекс у юго-восточного угла глыбы расщепляется на два гигантские пучка, один из которых направляется на север к Уралу, а другой — на юго-запад (фиг. 21). Позднее гипотеза эта была развита Штилле [541], который пришел к заключению, что клинообразный выступ Устюрта вместе с продолжающими его направление древними жесткими глыбами Ферганской и Таримской впадин является границей двух систем герцинской складчатости — уралид и ренид. Предложенная Штилле тектоническая схема приведена на фиг. 22.



Фиг. 22. Южная окраина Восточноевропейской платформы (частые точки) и примыкающие к ней складчатые сооружения, по Штилле [541].

Белое — герциниды, северную ветвь которых автор называет уралидами, а южную — ренидами. Редкие точки — область третичной складчатости (карпатиды и динариды).

Геологическими исследованиями последних лет были накоплены факты, которые заставляют коренным образом изменить изложенные представления. Восточнее известных ранее на юго-восточном побережье Карабугаза складок мезозоя и палеогена (Туаркыр), которые несогласно покрываются слагающими Устюрт почти горизонтальными миоценовыми образованиями, открыты были еще мезозойские антиклинали, также исчезающие под горизонтальными пластами миоцена. Это с несомненностью показывало, что фундаментом южной части Устюрта во всяком случае являются не докембрийские, а мезозойские складчатые сооружения, и заставило на тектонической схеме А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского указать предположительное распространение мезозойских складок и далее на север до Эмбенского нефтеносного района. Это вызвало со стороны Лейхса [515] возражения, которые сводятся к повторению аргументации А. Д. Архангельского, данной в 1923 г. Признавая, что южная часть Устюрта скрывает действительно мезозойскую складчатость, Лейхс думает, что северная часть его все же является древней глыбой.

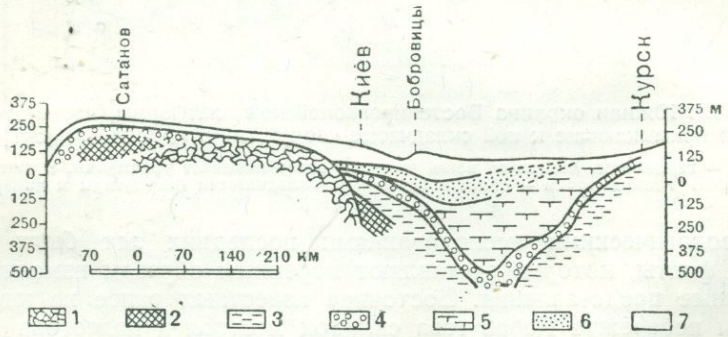
К окончательному решению вопроса приближает нас гравиметрическая съемка рассматриваемой области [32], которая, с одной

стороны, вполне подтверждает предположение о продолжении мезозойской складчатости на область юго-восточного Устюрта, а с другой, — делает вероятным, что герцинская складчатость Урала под покровом более молодых пород распространяется на соединение со складчатостью Донецкого бассейна. Подробнее об этом мы будем говорить при описании складчатых сооружений соответственного возраста. На основании сказанного к платформе с древним складчатым фундаментом мы относим лишь ту часть Восточноевропейской плиты, которая выделена на тектонической карте соответственным знаком.

Выступы докембрийского фундамента

Докембрийский фундамент Русской платформы поднимается к поверхности в нескольких местах, образуя выступы, частью достигающие поверхности, частью же залегающие на небольшой глубине под поверхностью (см. табл. I).

Балтийский или Фенно-Скандинавский кристаллический щит. Наибольшую площадь занимают докембрийские гнейсы, кристаллические сланцы и изверженные породы в северо-западной части плиты, в Карелии, на Кольском полуострове, в Финляндии и Швеции, где они образуют так называемый Балтийский или Фенно-Скандинавский кристаллический щит [471, 491].



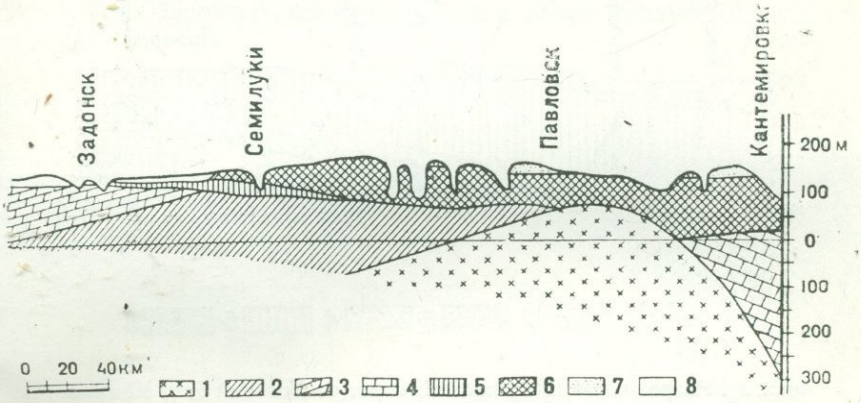
Фиг. 23. Схематический геологический разрез через Азовско-Подольский кристаллический щит и Днепровско-Донецкую впадину по линии Курск — Киев — Сатанов, из Архангельского [24].

1 — докембрийские породы; *2* — палеозой (силур и др.); *3* — юра; *4* — сеноман; *5* — турон и сенон; *6* — палеоген; *7* — четвертичные породы.

Азовско-Подольский или Украинский кристаллический массив. Вторая область поверхностного залегания докембрийских пород носит название Азовско-Подольского кристаллического массива, который в последнее время нередко называют также Украинским (см. табл. 1 и фиг. 23). Этот выступ докембрийских пород представляет клинообразный массив, который начинается на севере в бассейне р. Припяти и тянется отсюда на юг и юго-восток сначала вдоль правобережья р. Днепра, затем переходит около Днепропетровска в область левобережной Украины и оканчивается близ Мариуполя на северном побережьи

Азовского моря. Массив этот довольно значительно отличается от Балтийского. В Балтийском щите докембрийские породы лежат непосредственно под почвой или отделяются от нее только четвертичными образованиями. В области Азовско-Подольского горста граниты и гнейсы выходят, если не принимать во внимание крайнюю северную и крайнюю восточную его части, лишь по долинам, а все водоразделы покрыты не только четвертичными, но и третичными отложениями. Здесь таким образом намечается как бы погружение массива, обволакивание его более молодыми осадочными породами [184].

Воронежский массив. Третий выступ кристаллических пород фундамента лежит в Курской и Воронежской областях. На поверхность докембрийские породы, именно граниты, выходят здесь лишь

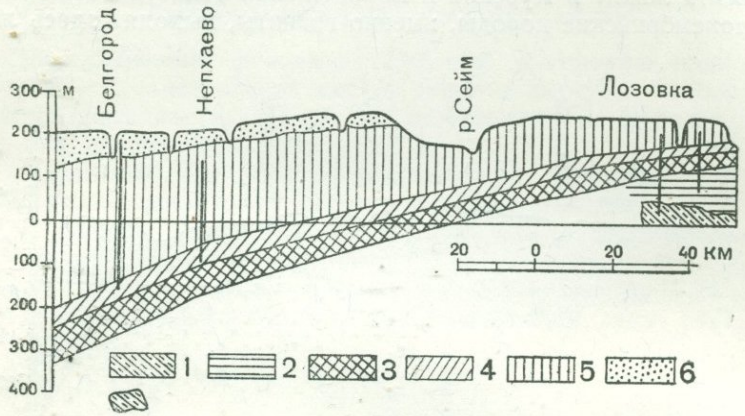


Фиг. 24. Разрез через Воронежский горст по Дону от Задонска до Павловска и далее на юг до Кантемировки, из Архангельского [24].

1 — гранит; *2* — девон (воронежские, семилукские и щигровские слои); *3* — девон (евлановские и елецкие слои); *4* — каменноугольные породы; *5* — мезозойские песчано-глинистые породы древнее сеномана; *6* — верхний мел; *7* — палеоген; *8* — четвертичные отложения.

небольшими участками на Дону в Павловском и Богучарском районах, а на остальной площади в естественных обнажениях видны третичные, меловые, юрские и девонские отложения. Буровые работы, предпринятые с целью изучения знаменитой Курской магнитной аномалии и для разведок на уголь, а также некоторые бурения на воду, показали, что в полосе, идущей от Павловска на северо-запад через Новый и Старый Оскол, Тим, Щигры и далее в направлении на Фатеж и Курск, покров осадочных пород очень тонок и не превышает обычно 150—200 *м*. Под ними на той же почти абсолютной высоте, что и на Дону (50—80 м), буровыми скважинами достигнуты были докембрийские гнейсы, кварциты и сланцы, которые не выходят на поверхность лишь потому, что речные долины недостаточно глубоки. К востоку и юго-востоку от Павловска граниты и продукты их распада встречены буровыми скважинами в Калаче на 30 *м* и в Белой горке на Дону на 40 *м* ниже уровня моря [117]. К северу и к югу от указанной полосы покров осадочных пород сильно утолщается, и докембрийские образования ухо-

дят на большую глубину [20, 115, 389]. Приводимый на фиг. 24 схематический разрез по Дону дает представление о залегании докембрийских пород в восточной части Воронежского массива; на фиг. 25 дан разрез через область Курской магнитной аномалии, причем положение докембрийских пород в районе Белгорода показано предположительно на основе магнитометрических данных. Таким образом существование в Курской и Воронежской областях выступа докембрийского фундамента не подлежит сомнению, но в отличие от двух предыдущих этот Воронежский горст, как его назвал А. П. Карпинский, почти на всем своем протяжении является подземным.



Фиг. 2 . Разрез через Воронежский горст от Лозовки близ Щигров до Белгорода, по Архангельскому [24].

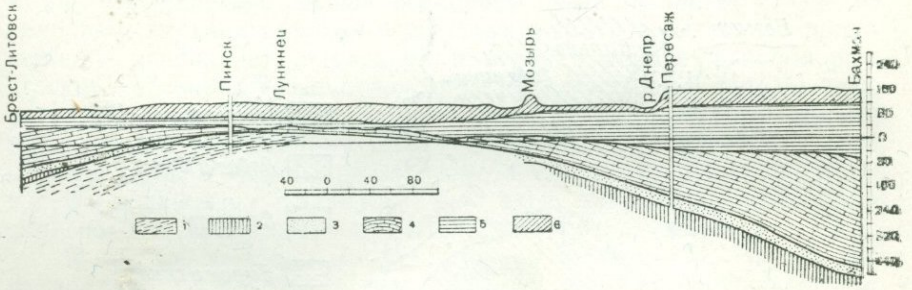
1 — докембрийские породы; *2* — девон; *3* — юра; *4* — сеноман; *5* — сенон и турон; *6* — палеоген.

Как происходит опускание поверхности Воронежского выступа на север, мы не знаем, но на юг он погружается очень медленно. В Белгородском районе, на Украине, судя по магнитным аномалиям, докембрийские породы должны залегать на глубине 300—400 *м* (сообщение А. И. Заборовского), т. е. на 100—200 *м* ниже уровня моря; на такой же приблизительно высоте (265 *м*) обнаружены они по Дубянскому [116, 162] при бурениях в Кантемировке в верховьях р. Богучара, в 80 *км* к югу от выходов гранита близ Павловска.

Кроме указанных выше местностей, выходы пород складчатого фундамента имеются еще на Тимане, но этот район мы будем условно рассматривать во II главе вместе с герцинскими складчатыми сооружениями.

Девонский подземный вал Полесья. Во всех остальных частях плиты породы складчатого фундамента совершенно скрыты осадочными образованиями. Изучение некоторых особенностей геологического строения различных частей плиты дает, однако, возможность определить относительную высоту залегания фундамента и в этих областях. Близко подходят к поверхности докембрийские образования в Полесье, образуя здесь основу так называемого подземного девонского вала Полесья. Приближение здесь к по-

верхности докембрийских пород доказывается весьма высоким, сравнительно, залеганием девона, который образует девонский подземный вал Полесья; к западу и к востоку отсюда девон опускается на огромную глубину [128, 351, 510]. В Полесье девон залегает на 30—90 *м* выше уровня моря, т. е. на 50—120 *м* ниже поверхности. Восточнее этой области буровые скважины в 500 *м* (Бахмач) и даже в 650 *м* (Харьков) не вышли еще из пределов мезозоя; то же самое имеет место и в б. Польше, где буровые скважины в 400—700 *м* глубиной не пробили еще толщи меловых отложений (фиг. 26). Это явление может обусловливаться лишь тем, что кристаллические породы, подстилающие палеозой, поднимаются в Полесье относительно близко к поверхности. Существуют даже (правда еще непроверенные) указания, что одна из буровых скважин достигла здесь докембрийских гранитов [351].



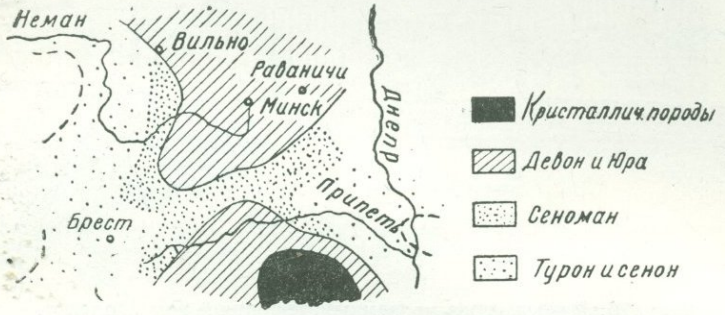
Фиг. 26. Разрез через подземный девонский вал Полесья, из Архангельского [24].

1 — четвертичные породы; *2* — палеоген; *3* — верхний мел (сенон и турон); *4* — верхний мел (сеноман); *5* — юра; *6* — девон.

Весьма оригинальную мысль о строении вала высказал в 1935 г. Бубнов [577]; этот геолог предполагает, что вдоль осевой части вала так же, как и вдоль южного подземного склона Балтийского щита, тянется в меридиональном, а севернее в северо-северо-восточном направлении мульдообразный прогиб, служащий продолжением заворачивающей на север и постепенно изглаживающейся в этом направлении Днепровско-Донецкой впадины. Прогиб этот с обеих сторон ограничивается антиклиналеподобными валами, которые продолжают на север Азовско-Подольский и Воронежский докембрийские массивы. Приходится подчеркнуть, что изложенные представления основываются на очень малом фактическом материале. Как это правильно отмечает и сам Бубнов, разрозненные данные о понижениях поверхности древних пород, на которых основано предположение о существовании продольного прогиба, могут указывать, с одной стороны, на поперечные прогибы, а с другой, — на эрозионные ложбины. Напомним, что по первоначальным представлениям Кужниара и Бубнова [471, 510] Днепровско-Донецкая впадина посредством такого поперечного прогиба сообщается со Среднеевропейской впадиной (фиг. 27). Гравиметрические данные вполне подтверждают это предположение.

После выделения рассмотренных подземных выступов фундамента остается еще обширная площадь плиты, покрытая осадочными образованиями, где как будто нельзя уже никак определить хотя бы относительную высоту поверхности докембрийского фундамента. Однако, при более глубоком изучении вопроса и это пространство поддается некоторому расчленению с интересующей нас сейчас точки зрения.

В области выступов докембрийских пород нормальные осадочные отложения вовсе отсутствуют (Балтийский щит) или представлены крайне неполно. Например на Азовско-Подольском щите палеозой и мезозой отсутствуют вовсе, и представлены только третичные образования. В области Воронежского выступа палеозойские породы частью вовсе отсутствуют, частью же представлены очень неполно — одним верхним девоном на севере или одним карбоном на юге; из мезозойских отложений здесь развиты



Фиг. 27. Строение Полесского вала по первоначальному толкованию Бубнова [471, т. I].

отдельные горизонты верхней юры и верхний мел, из третичных — только часть палеогена. Наоборот, там, где кристаллический фундамент заведомо опущен на большую глубину, как в Подмосковном районе или в Нижнем Поволжьи, осадочные породы развиты сравнительно очень полно. Такие соотношения станут вполне понятными, если мы представим неровную поверхность кристаллического фундамента плиты с медленно поднимающимися выступами и углубляющимися впадинами и примем, что весь этот массив испытывает периодические поднятия и опускания. В периоды опусканий будут иметь место трансгрессии, в периоды поднятий — регрессии. Очевидно, что при указанном рельефе поверхности докембрийских пород впадины этой поверхности прежде всего будут покрываться наступающим морем, а наиболее крупные выступы — лишь в редкие эпохи наиболее сильных опусканий; поэтому серия морских отложений во впадинах будет особенно полной, а на выступах — сильно сокращенной, прерывистой. Кроме того, на выступах и на склонах последних должны отлагаться преимущественно мелководные осадки, и часто должны встречаться континентальные отложения.

Надо подчеркнуть, что такая схема движений платформы является слишком упрощенной, так как параллельно с колебатель-

ными движениями ее происходило углубление впадин и поднятие выступов. Это, однако, не меняет сказанного об отложении осадочных пород.

Если мы, имея в виду сказанное, обратимся к районам, лежащим на восток и на юг от Балтийского щита, то должны будем признать, что они скорее имеют характер выступовых, чем впадинных частей. В самом деле, области, прилегающие к Балтийскому щиту с юга (приблизительно до течения р. Западной Двины) и с востока, отличаются крайней неполнотой серии развитых здесь осадочных пород. По восточной окраине Балтийского щита, прямо на докембрийских породах, лежит весьма неполно развитый девон в прибрежной и континентальной фациях; нижний карбон отсутствует или выражен континентальными образованиями; пермские отложения представлены в значительной мере континентальными и лагунными осадками; мезозой очень слабо развит и неполон. К югу от Финского залива осадочная свита начинается нижним кембрием; верхний кембрий отсутствует; силур представлен полно; нижнего девона нет; в среднем и верхнем девоне важную роль играют континентальные отложения. Более молодые породы здесь не развиты. Принимая во внимание, что рассматриваемые области примыкают к Балтийскому щиту, их естественнее всего связывать с последним и рассматривать как область его подземных, чрезвычайно пологих склонов, на которых докембрийские породы прикрыты осадочными образованиями.

К тем же выводам можно притти и иным путем. Изучая распределение силурийских и девонских пород к югу от Финского залива, легко видеть, что в этой области древние породы сменяются по мере движения с севера на юг все более и более молодыми. Это указывает на существование здесь весьма пологого падения слоев на юг, а падение это, очевидно, обусловливается медленным опусканием поверхности подстилающего палеозой докембрийского фундамента. В Ревеле, который лежит на 50 *км* южнее выходов гранитов в финляндских шхерах, породы эти встречены бурением всего на 110 *м* ниже уровня моря. Достаточно поэтому наклона поверхности гранитов всего в 2,2—2,3 *м* на 1 *км*, чтобы объяснить все наблюдаемые соотношения. Высота залегания докембрийских пород под Ленинградом также дает падение их поверхности в 4 *м* на 1 *км*. Таким образом все данные указывают на существование весьма длинного и пологого южного подземного склона Балтийского кристаллического щита. Аналогичную смену более древних пород более молодыми можно наблюдать и по восточной окраине щита; это определенно указывает, что и в восточном направлении поверхность кристаллического фундамента опускается весьма медленно и равномерно.

На тектонических картах по периферии Балтийского кристаллического щита часто указывается серия сбросов, проводимых вдоль берегов Финского залива, Белого моря, Ладожского и Онежского озер, и вследствие этого получается впечатление, что склоны щита отрублены от него этими сбросами. В отношении сбросов вдоль Финского залива конкретных обоснований вообще не имеется, и мы вместе с Енчем [510] думаем, что их не существует. Что

касается восточной окраины щита, то без допущения сбросов трудно объяснить происхождение Белого моря и упомянутых больших озер. Если, однако, эти сбросы здесь и имеются, то они представляют очень молодые явления и основными структурными элементами платформы считаться не могут.

Переходя к Азовско-Подольскому кристаллическому массиву, мы и для этой области имеем материал, доказывающий существование пологих подземных склонов под покровом осадочных пород, так как буровыми скважинами докембрийские кристаллические породы были здесь встречены вдали от выходов их на поверхность — в Киеве, недалеко от Канева и в ряде пунктов южнее видимой южной границы массива. Все указывает, однако, что на северо-востоке, юго и юго-западе склоны эти сравнительно коротки и что древние породы здесь довольно быстро уходят на большую глубину.

Никаких других выступов докембрийского фундамента, кроме описанных выше, в пределах Восточноевропийской платформы с достоверностью неизвестно. А. П. Карпинским было высказано предположение о существовании выступа в районе так называемого Уфимского плато, причем основанием к этому служили своеобразные изменения в структуре Урала к востоку от этого плато. Севернее этой местности Урал имеет строго меридиональное направление. При приближении к Уфимскому плато край его мало-помалу отступает на восток, образуя большую дугу; у южного конца плато складки резко поворачивают на запад и затем, переламываясь почти под прямым углом, опять принимают меридиональное направление. Получается впечатление, что под Уфимским плато существует какое-то препятствие, которое не могло быть смято горообразующими силами и не позволило складкам Урала распространяться на запад. Если рассматривать осевую полосу Урала, состоящую из кристаллических сланцев, гнейсов и гранитов, то увидим, что против Уфимского плато породы эти претерпели особенно сильную дислокацию и в частности мощные надвиги с востока на запад [172, 174].

Все эти явления и привели А. П. Карпинского к предположению о существовании под Уфимским плато жесткой несминаемой глыбы, какой могла быть только древняя гранито-гнейсовая масса. Предположение это считается вероятным большинством работающих на Урале геологов. Мы вернемся к нему в конце этой главы, когда будем рассматривать тектонику докембрийского фундамента.

Впадины докембрийского фундамента

Описанные выше выступы докембрийских пород подразделяются глубокими впадинами, в пределах которых докембрийские образования опущены на неизвестную нам в огромном большинстве случаев глубину. К обзору этих впадин мы теперь и переходим.

Восточнорусская впадина. Вся восточная часть плиты занята огромной Восточнорусской впадиной. Восточной границей ее служит Урал с его подземным продолжением на соединение с Донецким бассейном. В южных своих частях Восточнорусская впадина выходит за пределы древней части Восточноевро-

пейской плиты и вкрест простирания погребенной под мезозойскими и кайнозойскими породами Донецко-Мангышлакской системы палеозойских и нижнемезозойских складок распространяется до предгорной впадины Кавказа и Каспийского моря. Западная граница впадины на юге намечается восточным окончанием Воронежского докембрийского выступа; далее эта граница далеко отступает на запад и, следуя вдоль северной окраины Воронежского выступа, доходит до южного подземного склона Балтийского щита, который замыкает впадину с запада на пространстве между 55 и 60° с. ш. От Ладожского и Онежского озер границу Восточнорусской впадины можно проводить различным образом. В первую половину палеозойской эры до начала среднекаменноугольного времени область, лежащая севернее параллели южного берега Онежского озера, по высоте залегания докембрийского фундамента, повидимому, отличалась от района, занятого Восточнорусской впадиной. Об этом можно судить по тому факту, что морские девонские и нижнекаменноугольные отложения, широко развитые в пределах последней, не распространяются на восточную окраину Балтийского кристаллического щита. Первые выходы морского нижнего карбона, расположенные восточнее Балтийского щита, находятся на южной оконечности Тимана; в средних и северных частях последнего нижний карбон отсутствует. Учитывая эти факты, можно предположить, что морские отложения нижнего карбона отсутствуют на всем пространстве между Балтийским щитом и Тиманом, и отсюда сделать вывод, что до нижнекаменноугольной эпохи включительно рассматриваемая область располагалась на более высоком уровне, чем южнее лежащая местность. Если признать это правильным, то рассматриваемую область для большей части палеозоя следует выключать из состава Восточнорусской впадины. Северо-западную границу последней для указанного промежутка времени следует проводить от Онежского озера к средним или северным частям Тимана. Район, лежащий между этой границей и Балтийским щитом, нужно рассматривать как подземный склон последнего. С начала среднекаменноугольной эпохи восточный склон Балтийского щита опускается, и намеченная сейчас граница в значительной мере утрачивает свое значение; с этого момента Восточнорусская впадина распространяется на север до Полярного океана, и западную границу ее приходится проводить условно где-то западнее течения Северной Двины и Ваги.

По деталям своего геологического строения и истории развития Восточнорусская впадина не является образованием однородным, и ее можно подразделить на несколько участков, значительно разнящихся между собой.

Приходится, конечно, резко отделить от остальной площади впадины только что рассмотренную область, располагающуюся севернее линии южный берег Онежского озера — южный конец Тимана и представлявшую долгое время восточный склон Балтийского щита.

Подмосковная впадина. Обособленное положение занимает западный участок впадины, заливообразно вдающийся между этим восточным склоном Балтийского щита и Воронежской

кристаллической глыбой и известный под названием Подмосковной котловины. От восточной части впадины Подмосковная котловина отделяется Окско-Цнинским валом и продолжающими его к северу поднятиями слоев.

По своей структуре Подмосковная котловина (см. табл. II) представляет гигантскую синклиналь СЗ простирания, замыкающуюся с юга подъемом слоев на северном склоне Воронежской глыбы. Выходы девона, замыкающие здесь котловину, издавна известны под названием главной девонской оси Европейской России; оси этой неправильно приписывалось простое антиклинальное строение, так как предполагалось, что девонские слои, перегибаясь к югу, уходят в пределы Днепровско-Донецкой впадины. В действительности слабо наклоненные к северу девонские породы на границе Днепровско-Донецкой впадины срезаются несогласно падающими на юг мезозойскими отложениями; на южном склоне Воронежского массива на докембрийские породы налегают уже не девонские, а каменноугольные слои. На севере синклиналь Подмосковного бассейна делается более расплывчатой и выходит на восточный склон Балтийского щита, сливаясь здесь с северным продолжением восточного участка впадины. В доступных для геологического наблюдения частях Подмосковная котловина состоит из синклинально изогнутых девонских, каменноугольных и пермских слоев, которые несогласно и трансгрессивно перекрываются мезозоем; сейсмометрические исследования заставляют думать, что имеются и древнепалеозойские, силурийские и кембрийские отложения.

Складчатый фундамент в пределах Подмосковной котловины залегает очень глубоко. Ф. Слудский, изучая магнитные и гравитационные аномалии Подмосковной области [20, 194, 341, 342], пришел к заключению, что вызывающие гравитационную аномалию массы, которые могут находиться только в докембрийских породах, располагаются на глубине около 2 *км*. В настоящее время одна из буровых скважин Москвы достигла глубины около 1700 *м* и все еще не пробила среднего девона [1].

Сейсмометрические работы Г. А. Гамбурцева в 1939 г. показывают, что породы складчатого фундамента могут залегать под Серпуховым, к югу от Москвы, на глубине около 4,5 *км*.

Выделяя Подмосковную котловину из Восточнорусской впадины, необходимо подчеркнуть, что Окско-Цнинский вал, изолирующий ее от более восточных частей последней, возник частью в каменноугольное и частью даже в послепермское время, а до этого момента Восточнорусская впадина представляла единый колоссальный прогиб.

В большей, восточной части Восточнорусской впадины глубина залегания фундамента увеличивается по мере движения с севера на юг. В соответствии с этим на севере на поверхность выходят пермские слои, южнее же палеозой скрывается под мощной толщей мезозойских и кайнозойских отложений. Другим отличием рас-

[1] После смерти А. Д. Архангельского эта скважина на глубине 1656 *м* под средним девоном вошла в кристаллические породы докембрийского возраста. *Ред.*

сматриваемой части впадины является наличие многочисленных тектонических нарушений осадочных пород, число и интенсивность которых возрастают по мере движения с севера на юг, где они принимают характер коротких, нередко сильно осложненных сбросами куполообразных складок, располагающихся рядами.

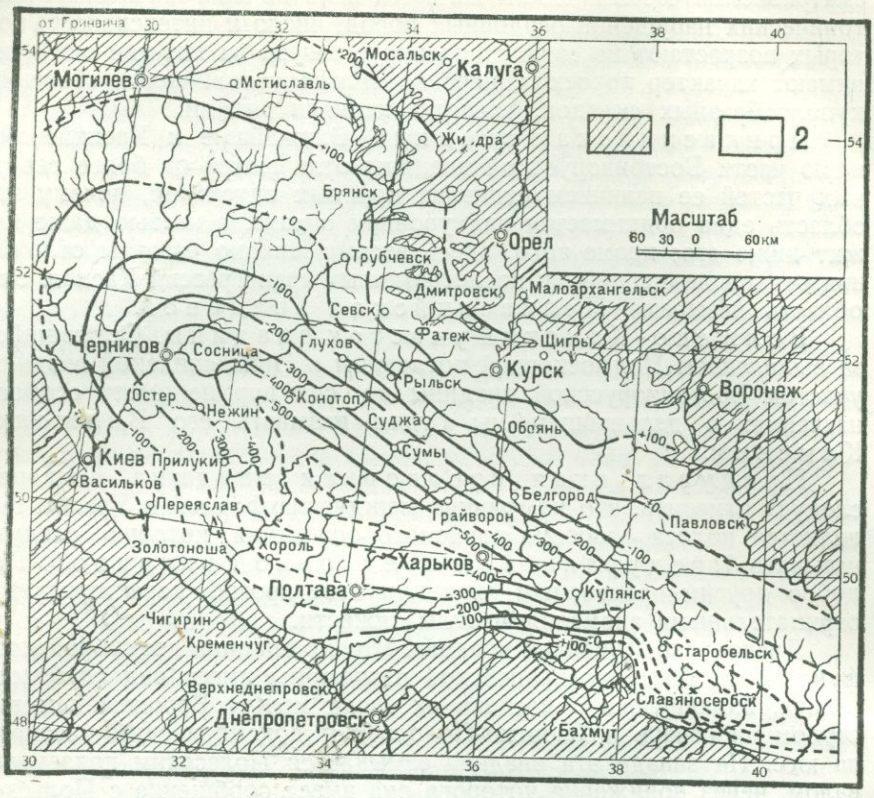
Прикаспийская впадина. Ближайшие к Каспийскому морю части Восточнорусской впадины отличаются от более северных частей ее наличием недавних крупных опусканий, почему эта область едва поднимается над уровнем океана, а частью даже лежит ниже его; кроме того, здесь весьма широко развиты отложения верхнеплиоценовых и послетретичных трансгрессий Каспия. Эту область называют Прикаспийской впадиной.

Волжско-Камский участок впадины. Остающийся за выделением Подмосковной котловины и Прикаспийской впадины участок Восточнорусской впадины до сих пор не имеет особого названия; в дальнейшем мы будем называть его Волжско-Камским.

Предуральская предгорная впадина. Наконец следует отметить, что на границе между платформой и Уралом выделяется полоса особенно глубокого опускания, которую следует называть Предуральской предгорной впадиной. Подобно другим предгорным впадинам этот прогиб характеризуется отрицательными аномалиями силы тяжести.

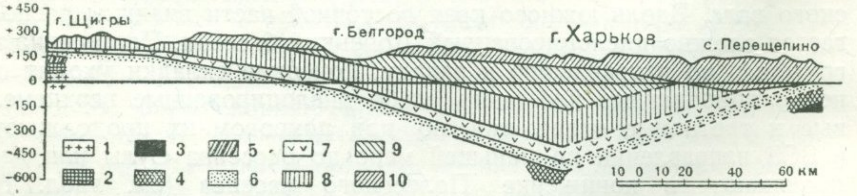
Днепровско-Донецкая впадина. Вторая впадина докембрийского фундамента Восточноевропейской платформы имеет вид глубокого залива, вдающегося с востока на запад между Воронежским выступом на севере и Азовско-Подольским докембрийским массивом на юге. На западе эта впадина замыкается Полесским подземным валом, через понижение которого она имеет сообщение с Польско-Германской впадиной. На востоке впадина открывается в Восточнорусскую впадину. Глубина залегания докембрийских пород в пределах Днепровско-Донецкой впадины по сейсмометрическим и гравиметрическим данным колеблется от 3000 до 5000 *м*. На такой же глубине залегают они и в понижении поверхности Полесского вала. Вдоль южного края восточной части впадины располагается сложно дислоцированный Донецкий бассейн. Постепенно погружаясь по направлению к западу, донецкие складки уходят под недислоцированные или очень слабо дислоцированные верхнемеловые и третичные отложения, но под покровом их продолжаются в ЗСЗ направлении по меньшей мере до бассейна Сулы или даже проникают в понижение Полесского массива (см. табл. I и фиг. 28 и 29).

Для рассматриваемой впадины еще не выработалось общепризнанное название: Архангельский назвал ее Южнорусской, другие употребляют термин Украинская мульда, В. И. Лучицкий обозначает впадину Североукраинской мульдой и т. д. В настоящее время нам представляется более правильным называть впадину именем двух главнейших рек, бассейны которых расположены в ее пределах, именно Днепра и Донца; поэтому вместо ранее предложенных названий мы будем употреблять термин Днепровско-Донецкая впадина.



Фиг. 28. Схематическая структурная карта Днепровско-Донецкой впадины, из Архангельского [24].

— породы древнее сеномана; *2* — сеноманские фосфоритоносные породы. Горизонтали проведены по сеноманскому фосфоритному слою через 100 *м*, начиная от уровня моря.



Фиг. 29. Разрез через Днепровско-Донецкую впадину от г. Щигры через Белгород и Харьков до сел. Перещепино, из Архангельского [24].

1 — докембрийские образования; *2* — средний (?) девон; *3* — каменноугольные (?) отложения; *4* — подсеноманские мезозойские отложения южной части впадины; *5* — юра северной части впадины; *6* — сеноман; *7* — турон и коньясский ярус; *8* — сантонский ярус; *9* — маастрихтский ярус; *10* — палеоген.

Естественные обнажения и в особенности многочисленные артезианские буровые скважины показывают, что Днепровско-Донецкая впадина выполнена мощной толщей синклинально залегающих верхнемеловых и палеогеновых пород; мощность их достигает

максимальной величины в средней полосе впадины и сильно уменьшается к югу и в особенности к северу. Оси синклиналей, образуемых меловыми и палеогеновыми породами, местами не совпадают, так что ось перегиба третичных отложений лежит южнее, чем меловых.

Ниже меловых пород по северной и южной окраинам впадины, а также местами и в осевых ее частях бурением вскрыты юрские породы. Ниже последних, а частью непосредственно ниже меловых пород по северному крылу впадины или по южному склону Воронежского докембрийского массива, по крайней мере в восточных частях впадины, залегают каменноугольные породы, непосредственно налегающие на докембрий. В осевой части впадины, как показывают скважины, ниже юрских отложений залегают пермские, далее следуют мощные толщи каменноугольных пород и, наконец, девон, к которому приурочиваются залежи соли, приводящие к образованию характерных солевых куполов в бассейне Сулы.

Наиболее глубокая часть Днепровско-Донецкой впадины располагается в западной ее половине, где на поверхность выходят исключительно третичные породы. На востоке из-под них по речным долинам появляются также меловые образования, а на Дону, в 40 *км* ниже Богучара, обнаружен даже выход карбона. Таким образом получается впечатление, что хотя Днепровско-Донецкая впадина и сообщается с Восточнорусской, все же в пограничной области их докембрийский фундамент несколько приподнят.

Причерноморская впадина. К югу от Азовско-Подольского кристаллического массива и Донецкого бассейна докембрийские породы еще раз опускаются, и здесь по южной окраине плиты образуется еще одна глубокая впадина, выполненная весьма мощной толщей верхне- и нижнетретичных, мезозойских и, вероятно, палеозойских пород. Впадина эта получила название Причерноморской; южной границей ее является западная часть Главного Кавказского хребта, горные сооружения Крымского полуострова и Карпат. С востока Причерноморская впадина замыкается подземной Ставропольской глыбой докембрийских и, быть может, древнепалеозойских пород. Складчатый фундамент в пределах Причерноморской впадины, вероятно, слагается палеозойскими породами.

Тектоника складчатого фундамента Русской платформы

Познакомившись с основным расчленением Восточноевропейской платформы, мы должны теперь перейти к обзору внутренней структуры складчатого фундамента ее. На первый взгляд представляется, что разрешить эту задачу можно лишь для тех относительно небольших участков платформы, в которых докембрийские породы выходят на поверхность. В действительности это, однако, не так, и мы можем получить общее представление о тектонике докембрийских пород или по крайней мере о простирании их складчатости и для тех мест, в которых эти породы скрыты от непосредственного наблюдения недислоцированными осадочными породами. Зависит это от того, что в толще докембрийских пород имеются между прочим породы, обладающие большой магнитностью

и способные вызывать сильные аномалии земного магнитного поля. Такими породами являются в первую очередь магнетитовые кварциты и сланцы, а также связанные с ними магнитные железные руды, которые вызывают магнитные аномалии исключительной силы, как например знаменитая Курская магнитная аномалия, Криворожская и другие. Аномалии меньшей интенсивности вызываются и другими метаморфическими породами (как осадочными, так и изверженными), поскольку в них содержится значительное количество магнитных минералов. Вызываемые всеми этими породами магнитные аномалии имеют линейный характер, причем направление аномальных полос отвечает простиранию обусловливающих аномалии пород. Так как в настоящий момент магнитные аномалии Европейской части СССР благодаря отчасти общей магнитной съемке, отчасти же специальным исследованиям, в основном выяснены, то мы имеем возможность использовать их для познания структуры докембрийского фундамента платформы. Рассмотрение имеющегося материала мы начнем с выступов докембрийского фундамента, где тектоника последнего может быть установлена путем непосредственных наблюдений.

В настоящий момент этот вопрос лучше всего изучен в Карелии и на Кольском полуострове, т. е. в пределах Балтийского щита. На Кольском полуострове, который нам известен в настоящее время по сводным работам А. А. Полканова [305, 307, 308, 309], развиты как архейские, так и протерозойские (карельские) породы. При всей сложности имеющихся здесь дислокаций отчетливо вырисовываются три антиклинальные полосы, сложенные археем, подразделяемые двумя синклинальными полосами, в которых развиты карельские осадочные и изверженные породы. Простирание всего складчатого комплекса в общем северо-западное. В юго-восточной части полуострова ясно виден загиб на юг, в меридиональном направлении; то же самое замечается и на юго-западе, на границе с Карелией. Оси складчатых комплексов поднимаются, повидимому, на северо-запад к границе с Финляндией, где протерозойские образования почти выклиниваются.

Описанные складчатые сооружения сложились под влиянием нескольких эпох диастрофизма. Древнейшая из них — послесвионийская или саамская, создавшая архейскую складчатую систему саамид, которые теперь выходят на поверхность в антиклинальных поясах. Передвижение масс в складчатости направлено «на северо-восток в северном и части южного пояса (юго-восточный) саамид и на юго-запад в западной части южного пояса» [309]. Складчатость в саамскую эпоху сопровождалась интрузиями габбро-амфиболитов, гнейсо-диоритов и гнейсо-гранитов.

Позднее, в эпоху, отвечающую послеботнийскому диастрофизму, возникли интрузии гранулитов Лапландии, «интрузии гранодиоритов и микроклиновых гранитов, которые образуют огромный мурманский плутон на побережьи восточного Мурмана, а также плутоны в южной и западной частях полуострова».

Вторая эпоха диастрофизма относится к послекарельскому времени. Движение масс в это время происходило частью по направлению на север, частью же на юго-запад. Эта эпоха складчатости

также сопровождалась интрузиями частью гранитной, частью же основной магмы.

Комплекс архейских и протерозойских пород Карелии представляет единое целое с соответственными породами Кольского полуострова и пережил те же эпохи диастрофизма и интрузий, что эти последние породы. Подобно им они на большей части территории республики сложены в складки ЮВ простирания с большим развитием надвигов, в которых движение масс направлено в основном на северо-восток. Чрезвычайно интересные особенности представляет побережье Белого моря, где древнейшие архейские (свионийские) гнейсы и мигматиты имеют СВ простирание, почти перпендикулярное простиранию прилегающих с запада не только протерозойских, но и более молодых архейских пород.

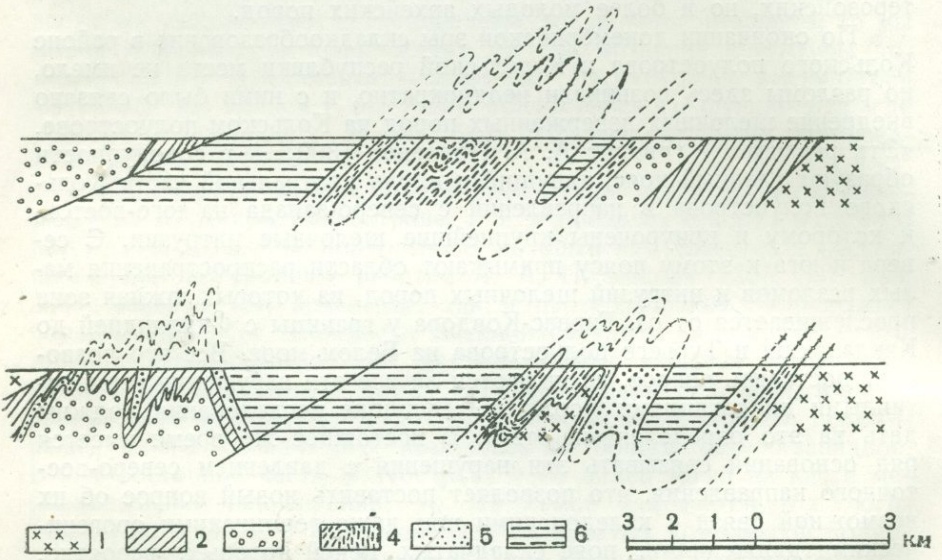
По окончании докембрийской эры складкообразование в районе Кольского полуострова и Карельской республики места не имело, но разломы здесь возникали неоднократно, и с ними было связано внедрение щелочных изверженных пород на Кольском полуострове. «Эти разломы, — говорит А. А. Полканов [309], — в совокупности образуют главный пояс, тянущийся вдоль центральной части Кольского полуострова в направлении с северо-запада на юго-восток, к которому и приурочены крупнейшие щелочные интрузии. С севера и юга к этому поясу примыкают области распространения малых разломов и интрузий щелочных пород, из которых южная зона прослеживается от оз. Гирвас-Ковдора у границы с Финляндией до Кандалакши и Турьего полуострова на Белом море. Все это позволяет поставить вопрос, не являются ли все эти нарушения германотипными дислокациями форланда? Будущие исследования должны дать на это определенный ответ. В настоящее же время имеется ряд оснований связывать эти нарушения с давлением северо-восточного направления, что позволяет поставить новый вопрос об их возможной связи с каледонскими или даже герцинскими орогеническими движениями, пояс складчатых цепей которых, вероятно, тянулся от Тимана — Канина к Шпицбергену.

«В настоящее время девонский возраст осадочных пород из ксенолитов ловозерского плутона указывает на возможный нижний возрастной предел эпохи щелочных интрузий, т. е. на возможность герцинского их возраста. Но это, конечно, еще не исключает возможности и более древних разломов и по ним щелочных интрузий, например каледонских или таких, нижний возрастной предел которых может быть датирован в настоящее время только как не древнее посткалевийского (щелочные граниты кейв и др.), если действительно свита кейв относится к калевию (что еще не доказано)».

Относительно условий залегания докембрийских пород в области Воронежского выступа благодаря магнитометрическим и разведочным работам [28] известно, что они сильно дислоцированы в направлении на северо-запад и прорваны различными изверженными породами.

Гораздо хуже, чем тектоника Кольского полуострова и Карелии, известна нам структура Азовско-Подольского массива [192]. Более или менее выясненной она может считаться лишь для средней части последнего, где развиты оригинальные железистые квар-

циты с приуроченными к ним железными рудами. Здесь в бассейне Саксагани и Ингульца толща пород, содержащих железистые кварциты, образует большую, сложную синклиналь ССВ простирания, вдавленную в гранито-гнейсовый массив. Крылья синклинали осложнены складками второго порядка, которые опрокинуты на восток и разорваны, так что западные их крылья надвинуты на восточные; разорвана рядом надвигов и сама основная синклиналь (фиг. 30). Эта Саксаганская система складок прослеживается на север через бассейн р. Желтой и далее переходит через р. Днепр. Восточнее Саксагани дислоцированные в ССВ направлении железорудные кварциты известны также в Мариупольском районе у Корсак-могилы.



Фиг. 30. Схема залегания докембрийских пород в Криворожском районе.

1 — граниты и гнейсы; *2* — зеленокаменные породы; *3* — аркозы и филлиты; *4* — хлоритовые и роговообманковые сланцы; *5* — железистые кварциты; *6* — верхняя сланцевая толща.

Существенно иначе ориентированы, повидимому, складки в бассейне Тетерева и Буга, где указываются СЗ и близкие к широтным простирания.

Представление об общей картине тектоники докембрийского фундамента Восточноевропейской платформы дает прилагаемая здесь карта магнитных аномалий этой области (фиг. 31).

Ввиду огромного интереса, который представляет этот вопрос, я остановлюсь на нем подробнее, использовав для этого материал, который дает недавно опубликованная мною по этому поводу статья [35].

При первом же взгляде на схему магнитных аномалий бросается в глаза, что полосы аномалий располагаются не беспорядочно, но образуют некоторую, достаточно закономерно построенную систему.

В широкой полосе, ограниченной приблизительно с запада 33-м, а с востока 36-м меридианами, аномалии на огромном протяжении,

СХЕМА
МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ
ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ
СССР

По данным генеральной магнитной с'емки Института земного магнетизма на 1935 г.

Масштаб Scale

100 0 100 200 км

Составили: В.В. Колюбакин и А.М. Падеревская

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

Положительные аномалии

1000 γ 500 0 и меньше

Отрицательные аномалии

-1000 γ 500 0 и больше

Область распространения крупных аномалий

Простирание крупных аномалий

Гр-ца сплошной магнитной с'емки на 1935 год

СХЕМА
простираний
докембрийских пород
Восточно-Европейской
платформы
по А.Д. Архангельскому

Граница древних глыб

Простирание древнейшей складчатости

Простирание молодой докембрийской складчатости

Фиг. 31. Схема магнитных аномалий Европейской части СССР и основанная на ней схема простираний докембрийских пород Восточноевропейской платформы [35].

от Белого и до Черного морей, протягиваются в общем в меридиональном направлении.

В области, расположенной западнее 32-го меридиана, аномальные полосы между 54-й и 57-й параллелями резко отгибаются к западу. Интересно, что это связывается с появлением на площади, ограниченной приблизительно 55 и 56° с. ш. и 31 и 34° в. д., нескольких полос почти широтного или ЗСЗ простирания. Особый характер имеют и аномалии в юго-западной части Украины, где преобладает также близкое к широтному ВСВ направление полос.

Гораздо более сложным представляется расположение полос аномалий к востоку от 36-го меридиана. К сожалению, недостаток фактического материала, обусловленный тем, что общая магнитная съемка не охватила еще северо-восточных и юго-восточных частей Восточноевропейской равнины, не позволяет составить полной картины магнитных аномалий этой области, и мы принуждены ограничиться рассмотрением западной ее окраины, а восточнее можем изучать лишь полосу, расположенную приблизительно между 51-й и 60-й параллелями.

Имеющийся в нашем распоряжении материал с полной очевидностью показывает, что магнитные аномалии области, расположенные восточнее 36-го меридиана, нельзя объединить в какую-либо единую систему, как это мы сделали для западной части изучаемой нами территории. Те аномальные полосы, которые выявила произведенная до настоящего момента съемка, комбинируются, как нам кажется, в две системы.

Первая система аномальных полос теснейшим образом связывается, судя по всему, с описанной ранее системой аномалий западной части платформы и составляет с ней одно целое. В самом деле, на севере и здесь аномальные полосы имеют, насколько это нам известно в настоящее время, меридиональное или близкое к меридиональному ССЗ простирание, т. е. идут приблизительно параллельно полосам западной части. На юге эти полосы имеют СЗ и меридиональное направление.

Вторая, гораздо более сложно построенная система аномалий располагается в средней части платформы, в пределах Подмосковной котловины и прилегающих с запада и востока районах. Немного восточнее Витебска располагается довольно большая площадь, на которой простирание аномальных полос имеет широтное направление. В пределах Подмосковной котловины полосы аномалий расходятся под углом, направляясь на северной стороне котловины на ВСВ, а на южной — на ВЮВ. Полосы, лежащие к северу от Москвы, в истоках р. Юга загибаются к северу и сливаются с рассмотренной нами уже системой меридиональных аномалий северных частей Русской платформы. Аномальные полосы, расположенные южнее Москвы, распространяются в ВЮВ направлении в пределы Керенско-Чембарской системы поднятий, доходят до Ульяновско-Саратовского прогиба и здесь поворачивают на восток и затем на ВСВ в район Самарской Луки и так называемой Борлинской флексуры, о которой нам придется говорить в дальнейшем. Дальнейший ход рассматриваемых аномальных полос лучше следить на той карте магнитных аномалий, которая соста-

влена В. В. Колюбакиным в 1939 г. и опубликована мною в моей последней статье о тектонике Русской платформы [580]. Карта эта показывает, что аномалии Самарской Луки, перейдя Волгу, поворачивают на СВ и, следуя вдоль поднятий так называемого Сокско-Ижевского вала, который будет рассмотрен нами ниже, доходят до Камы, затем направляются почти прямо на север и также переходят в систему меридиональных и ССЗ аномалий северных частей платформы. Таким образом, рассматриваемые сейчас полосы аномалий образуют гигантские дуги, обращенные выпуклостью на ЮВ. Юго-западные ветви их располагаются в пределах Подмосковной котловины и имеют ЗСЗ и широтное простирание, а северо-восточные ветви простираются в меридиональном и ССЗ направлении и располагаются в области Тимана и прилежащих к нему районах.

Сопоставляя все, что было сейчас сказано о направлении аномальных полос, можно притти к следующим выводам. В северо-восточной части платформы, в районе Тимана и прилежащих к нему местностях, имеется система аномалий, приблизительно меридионального или ССЗ, параллельного Тиману направления. Система эта на р. Вятке и средней Волге поворачивает на запад, изменяя простирания аномалий на широтное, юго-западное и северо-западное. В области Окско-Цнинского вала и Подмосковной котловины система Тимано-Волжских аномалий (будем называть ее так) клинообразно суживается, как бы вдавливаясь, вклиниваясь между меридиональными в общем системами магнитных аномалий юго-западной и юго-восточной частей Русской платформы. При этом сужении и изменении простираний системы имеет место еще одно чрезвычайно характерное и интересное явление. Некоторые из полос аномалий резко, почти под прямым углом, изгибаются и принимают меридиональное направление. Кроме таких резких коленообразных изгибов, местами встречается и своеобразное спиральное закручивание аномальных полос.

Тот очень небольшой материал, который имеется у нас по магнитным аномалиям юго-восточной, прикаспийской части платформы, показывает, повидимому, что Тимано-Волжская система не целиком поворачивает в пределы Подмосковной котловины. Скорее можно предполагать, что перед Воронежским выступом докембрия она расщепляется на две ветви, одна из которых поворачивает на запад в Подмосковную котловину, а другая сохраняет общее меридиональное простирание всей системы, направляясь на Ю и ЮЗ.

Познакомившись с расположением полос магнитных аномалий, мы должны теперь попытаться выяснить, находятся ли они в какой-либо связи с геологическим строением изучаемой нами области. Для этого прежде всего следует обратиться к сопоставлению наших аномальных полос с особенно сильными аномалиями, которые несомненно обусловлены докембрийскими железорудными кварцитами и направление которых совпадает с простиранием докембрийских пород фундамента Восточноевропейской платформы.

Из рассмотрения нашей схемы легко видеть, что полоса сильных аномалий, связанных с криворожскими железистыми кварцитами, совпадает со средними частями очень длинной полосы положительных аномалий, которые начинаются на севере в пределах

Днепровско-Донецкой впадины фундамента, а на юг прослеживаются почти до устья Днепра. Из этого можно заключить, что направление рассматриваемой полосы совпадает с простиранием саксаганской свиты украинского докембрия. Не менее хорошо отвечает простиранию докембрийских пород, поскольку оно отражается в сильных Орехово-Павлоградских магнитных аномалиях, также и направление аномальных полос в левобережной части Восточной Украины.

Переходя к области Курских магнитных аномалий, связанных с железистыми кварцитами, мы видим, что не только их общее направление соответствует общему направлению аномальных полос нашей схемы, но что и отдельным полосам Курских аномалий отвечают положительные магнитные хребты. На широте Орла Курские магнитные аномалии поворачивают с северо-запада на север, следуя, очевидно, изменению простирания докембрийских пород, содержащих железистые кварциты. В полном соответствии с этим и расположенные западнее более слабые аномальные полосы нашей карты на этой широте принимают меридиональное направление.

Таким образом можно считать доказанным, что в юго-западных и отчасти средних частях Восточноевропейской платформы направление полос магнитных аномалий соответствует простиранию докембрийских пород.

Переходим теперь на северо-запад, в область Балтийского докембрийского щита. К сожалению, имеющийся в настоящее время фактический материал слишком мал для того, чтобы можно было составить карту аномалий Кольского полуострова. Для Карелии мы располагаем большим числом наблюдений, но все же и для этой области предлагаемая нами карта не может претендовать на большую точность. Преобладающим направлением магнитных аномалий в Карелии является ССЗ, что, как мы знаем, близко отвечает простиранию докембрийских пород.

Последней областью, где можно с большой уверенностью определить геологическое значение наших аномалий, является Урал, в пределах которого на большом протяжении на поверхность выходят дислоцированные древние, в том числе и докембрийские, породы. Простирание уральской складчатости, как известно, направлено меридионально, и в том же самом направлении в общем располагаются полосы магнитных аномалий. Лишь южнее 54-й параллели последние начинают несколько отгибаться на юго-запад.

Подводя итоги всему сказанному, мы должны притти к заключению, что в общем направление полос аномалий, имеющихся на нашей схеме, отображает простирание пород, слагающих докембрийский фундамент Восточноевропейской платформы, и что изучение этих аномалий может привести нас к познанию внутренней структуры этого фундамента.

Попробуем теперь на основе имеющегося материала представить себе эту структуру.

Те соотношения между различными системами аномалий, которые имеются в пределах Русской платформы, указывают, по моему мнению, на то, что складчатый фундамент платформы не однороден и состоит из элементов различного возраста. Очень большие труд-

ности представляет решение вопроса, какая из двух систем складчатости, существование которых можно наметить на основе изучения аномалий, является более древней. При первой попытке решить этот вопрос, когда в моем распоряжении не было последней сводной карты аномалий В. В. Колюбакина и когда не было возможности опираться при рассмотрении вопроса на какие-либо факты чисто геологического характера, я пришел к заключению, что древнейшим элементом структуры фундамента является тот, с которым связана система аномалий широтного простирания, имеющихся в средних частях платформы. Я пришел к гипотезе о существовании древнейшей архейской Окско-Уфимской глыбы, сложенной складками широтного простирания, которая обтекается более молодыми складчатыми сооружениями. Складчатость этих более молодых сооружений имеет в основном меридиональное простирание, но по окраинам Окско-Уфимской глыбы складки, приспособляясь к краям глыбы, отгибаются к западу. В настоящее время эту гипотезу следует считать не соответствующей новому геофизическому материалу, и поэтому ее следует отбросить. Последние магнитометрические данные показывают, что близкие к широтным аномалии Подмосковной котловины и Керенско-Чембарских поднятий совершенно постепенно переходят в меридиональные и ЗСЗ аномалии района Тимана и прилежащих к нему местностей и образуют с ними единую систему. Если это справедливо, то аномалии Тимано-Волжской системы в их происхождении приходится связывать с метаморфическими породами, которые выходят на поверхность в пределах Тимана. Это обстоятельство дает в наши руки геологический критерий для определения возраста той складчатой системы, с которой связаны в своем происхождении Тимано-Волжские магнитные аномалии. Возраст метаморфических пород Тимана с желательной точностью определить, к сожалению, еще невозможно. Большинство геологов относит их к докембрийским образованиям, помещая обычно в протерозой. За последнее время, однако, в мощной толще доломитов, залегающих в верхних частях метаморфического комплекса, найдены были многочисленные остатки известковых водорослей, которые лучший знаток нашего кембрия А. Г. Вологдин относит к среднекембрийским типам. Основываясь на этом, я считаю наиболее вероятным, что метаморфические образования Тимана относятся к кембрию. Стратиграфические отношения, как мы увидим это в дальнейшем, не противоречат такому взгляду, так как метаморфические породы на Тимане покрываются с резким угловым несогласием верхним силуром. Исходя из этого, мы можем относить складчатость метаморфической серии к древнему палеозою, именно, или к верхнему кембрию, или к среднему силуру, сопоставляя ее в последнем случае с таконской складчатостью северо-западной Европы.

Подводя итоги всему сказанному, мы должны признать, что древний метаморфический фундамент Восточнорусской впадины состоит из складчатых сооружений древнепалеозойского возраста, которые я по совету Е. В. Милановского предлагаю назвать Тимано-Волжской складчатой системой или Тимано-Волгидами. Складчатая система Тимано-Волгид начинается на

севере складчатыми сооружениями ССЗ простирания, к которым принадлежат складки древних метаморфических пород Тимана. Южнее складчатые сооружения древнепалеозойского фундамента поворачивают на Ю, затем на ЮЗ, далее на ЗЮЗ и направляются в пределы современной Подмосковной котловины, где рассматриваемая складчатая система вклинивается между более древними массивами Балтийского щита и Воронежского докембрийского выступа, суживаясь и испытывая при этом сложные изгибы простирания. Недостаток фактического материала не позволяет вполне определенно высказаться по вопросу о том, как Тимано-Волжская система складчатости распространяется в юго-восточную часть Восточнорусской впадины. Исходя из тех очень немногочисленных магнитометрических данных, которые для этой области имеются, я склонен думать, что Тимано-Волгиды не целиком поворачивают в область Подмосковной котловины, но Воронежским докембрийским массивом расщепляются на две ветви — широтную и меридиональную. Широтная ветвь нам известна по связанным с нею магнитным аномалиям в пределах Подмосковной котловины, а о меридиональной до подробного геофизического изучения нижнего Поволжья и Волго-Уральской низменности мы можем в настоящий момент говорить лишь в порядке постановки вопроса.

Дислокации осадочного покрова в пределах выступов докембрийского фундамента

Познакомившись, насколько это представляется возможным, с тектоникой самого докембрийского фундамента, перейдем к обзору условий залегания покрывающих этот фундамент осадочных пород. Удобнее всего начать этот обзор с тех районов, где свойства фундамента наименее изменены опусканиями, т. е. с выступов.

Балтийский щит и его склоны. В области Балтийского кристаллического щита никаких отчетливых следов послеэозойской складчатости не имеется, но при оценке этого факта приходится иметь в виду, что подметить пологие изгибы в лишенном покрова осадочных пород массиве чрезвычайно трудно. В противоположность складкам сбросовые явления встречаются в пределах щита в изобилии. Наиболее резко бросаются в глаза послеэозойские дизъюнктивные дислокации в том случае, когда благодаря им среди докембрийских пород сохраняются в грабенах участки более молодых — кембрийских и силурийских образований. Такие явления известны в Швеции; в Финляндии и советской Карелии к грабенам, повидимому, приурочиваются выходы наиболее молодых докембрийских пород иотнийской формации.

Кроме этих несомненных сбросовых дислокаций, в докембрийских породах Швеции и Финляндии известно огромное количество дислокационных трещин, значительная часть которых разработана деятельностью льда и воды и сказывается в современном рельефе в виде речных и озерных долин, морских заливов и пр. Внимательное изучение этих трещин показывает, что вдоль них происходили в одних случаях горизонтальные, сдвиговые, в других же верти-

кальные, сбросовые, перемещения. Часто к трещинам приурочиваются дайки диабазов. Подробно на этих дислокациях мы останавливаться не будем, отсылая интересующихся этими вопросами к сводным работам С. Бубнова [471], Hogböhm [491], Б. Куплетского [182] и А. А. Полканова [307]. Роль их в строении Балтийского щита, повидимому, очень велика, так что С. Бубнов говорит о распадении этого массива на мозаику глыб, тектонически перемещенных одна относительно другой.

Возраст описанных дизъюнктивных дислокаций определить очень трудно. Грабены, в которых сохранились силурийские и кембрийские отложения, образовались, несомненно, в послесилурийское время. Некоторые авторы считают, что часть трещин возникла очень недавно — в третичный период.

Переходя к склонам Балтийского щита, мы остановимся прежде всего на области, лежащей к югу от Финского залива, где развиты кембро-силурийские и девонские отложения. Присутствие этих осадочных пород сильно облегчает задачу изучения послекембрийских дислокаций и в частности позволяет подметить складчатые нарушения.

На южном склоне Балтийского щита пликативные дислокации были описаны А. П. Карпинским по р. Ловати, южнее р. Холма у деревень Максимовой и Куницы [67, 138], где на поверхности среди верхнедевонских отложений внезапно появляются кембрийские и нижнесилурийские породы.

По его наблюдениям породы эти образуют ряд мелких пологих складок; простирание слоев в одних пунктах северо-восточное, в других же — северо-западное. Небольшой размер выходов не позволяет сделать определенные заключения о действительном направлении складок и их форме. Силурийские слои, по А. П. Карпинскому, несогласно и трансгрессивно покрыты верхнедевонскими породами. А. П. Карпинский полагает, что направление холмских дислокаций почти широтное, точнее ВСВ, параллельное южному краю Балтийского щита, и считает, что их продолжением являются выходы силура у Вышнего Волочка.

«Рассматриваемые здесь соотношения силурийских осадков по р. Ловати и главной площади их распространения наглядно поясняются, — говорит А. П. Карпинский, — прилагаемым идеальным геологическим разрезом по меридиану упомянутой реки и р. Волхова (фиг. 32). Самые нижние слои этих осадков, выступая на поверхность около параллели Петербурга, южнее скрываются под ней на глубину, которой не достигают буровые скважины в Старой Руссе (около 200 *м*), и затем снова выходят на поверхность на большей абсолютной высоте в Псковской губ. и около Вышнего Волочка в Тверской губ., где нижнесилурийский известняк был открыт Боком и где окрестности сложены из отложений каменноугольной системы. Обе эти местности находятся на линии, параллельной выходам нижнесилурийских и кембрийских слоев в Петербургской губернии.

«Таким образом можно думать, что кембрийские и силурийские слои, до отложения среднедевонских осадков, приняли положение в виде широкой и пологой котловины или синклинальной

складки, причем выходы упомянутых слоев в южном или юго-восточном крыле замечены пока только в двух пунктах. Слои эти неравномерно размыты и перемётно покрыты средне- и верхнедевонскими осадками (р. Ловать) и отложениями каменноугольными, включительно до верхнего отдела этой системы (Тверская губ.)».

В настоящий момент выходы силура у Вышнего Волочка приходится считать ледниковыми отторженцами. Новейшие исследования И. В. Даниловского [574] приводят его к выводу, что значительная часть дислокаций кембро-силура имеет, несомненно, ледниковое происхождение, но другую часть он считает тектоническими. Выходы кембро-силура найдены были, кроме р. Ловати, еще на р. Порусье и на р. Полисти. «Таким образом, все они, — говорит И. В. Даниловский, — не выходят за пределы полосы, идущей почти меридионально, точнее с N 10° на S 190°, и имеющей ширину



Фиг. 32. Разрез по меридиану р. Ловати и Волхова, по Карпинскому.

1 — кембрийские отложения; *2* и *3* — нижний силур; *4* — верхний силур; *5* — нижняя красноцветная толща девона; *6* — известняковая толща девона; *7* — верхняя красноцветная толща девона.

около 15 *км*, в то время как расстояние между крайними выходами их в продольном направлении равно около 100 *км*». И. В. Даниловский полагает, что мы имеем дело с почти меридиональной грядой или валом кембро-силурийских пород, называемым им Полистовско-Ловатьским; вал этот то испытывает подъемы, и тогда кембро-силур выходит на поверхность, то погружается, и силурийские породы исчезают.

В первом издании этой книги мы подчеркивали, что для выяснения истинного характера ловатьско-полистовских выходов необходимы буровые работы и что до проведения последних тектоническое происхождение выходов доказанным считаться не может. В самое последнее время наблюдения И. В. Даниловского подверглись пересмотру со стороны Б. П. Асаткина [39]. Он, в противоположность И. В. Даниловскому, отрицает здесь наличие вала и считает, «что здесь можно говорить лишь о пяти самостоятельных участках выходов дислоцированного кембро-силура (р. Полисть у дер. Трухново-Кривец, у с. Белебелка, р. Трусья в ряде точек и р. Ловать в двух районах), расположенных среди площади развития верхнедевонских отложений и непосредственно не связанных друг с другом. Крайний северный и южный из этих пяти участков (следующих друг за другом в меридиональном направлении) отстоят друг от друга приблизительно на 100 *км*. Констатирован-

ные в различных пунктах указанных пяти участков выходы кембро-силура имеют довольно невыдержанные простирания и нельзя говорить о преобладании здесь меридиональных простираний, что имело бы место в случае действительного наличия меридионального вала. В очень многих случаях это простирание приближается к широтному».

Б. П. Асаткин подчеркивает, «что очень многие из существующих обнажений кембро-силура в бассейне р. Ловати, несомненно, характеризуют не коренные выходы, а более или менее крупные глыбы в толще морены», но полностью отрицать тектоническое происхождение всех выходов не решается.

Не исключена возможность, что дальнейшие геологические исследования возможно покажут, что мы имеем здесь дело исключительно с ледниковыми отторженцами и что «Полистовско-Ловатский вал» представляет такую же полосу этих отторженцев, какой оказался в свое время расположенный южнее «Вышневолоцко-Новоторжский вал» нижнекаменноугольных пород. Чрезвычайно интересную историю этого псевдотектонического сооружения можно найти в статье А. И. Москвитина [228].

Чрезвычайно интересные дислокации обнаружены Б. П. Асаткиным [38, 39] значительно севернее рассмотренной сейчас области близ дер. Мишиной горы на р. Плюссе, к востоку от Чудского озера.

«Вся структура в целом, — говорит автор, — если принять во внимание оконтуривание ее со всех сторон средним девоном, представляет собою форму небольшого изолированного купола с ядром, сложенным интенсивно дислоцированным нижним палеозоем и подстилающим его докембрием, и со склонами (крыльями), сложенными также дислоцированными, но, повидимому, быстро выполаживающимися до нормального наклона девонскими отложениями». В основе этой куполовидной дислокации лежит антиклинальное поднятие древнего палеозоя и докембрия ВСВ простирания; в ядре кембро-силур наклонен очень круто, до 75°, и здесь наблюдается даже опрокинутое залегание слоев, но в некотором расстоянии от оси падение уменьшается до 35°. Буровая скважина прошла в сильно дислоцированных кембро-силурийских породах 202 *м* так что о ледниковых дислокациях или отторженцах здесь уже говорить невозможно. Амплитуду поднятия по оси складки Б. П. Асаткин оценивает в 500—600 *м*. Согласно детальным исследованиям Б. П. Асаткина структура и история развития этого поднятия очень сложны.

Додевонский возраст основных дислокаций определяется тем, что среднедевонские породы налегают на древний палеозой с резким угловым несогласием. В свою очередь девонские породы подверглись дислокациям и в ряде пунктов стоят на головах. Эти более молодые нарушения имеют частью характер сбросов и надвигов, частью же выразились в сложной вторичной складчатости и измятии крыльев антиклинального поднятия.

Б. П. Асаткин полагает, что додевонские (каледонские) тектонические движения проявились, кроме образования указанной антиклинали, еще в образовании характерной системы трещин ВСВ про-

стирания, которые рассекают силурийские известняки Ленинградской области. Последевонские дислокации Мишиной горы могут быть связаны с вулканической деятельностью в виде внезапного взрыва газов.

Область, лежащая к востоку от Балтийского кристаллического щита и соответствующая его восточному подземному склону, вследствие ее лесистости и мощного развития четвертичных отложений, весьма мало изучена. Поэтому открытие здесь следов дислокаций очень затруднено. Однако, на тектонических картах иногда вдоль восточной и частью северной границ выходов докембрийских пород указывается длинный ряд нарушений [12, 140]. Большинство последних является сбросами, которые А. П. Карпинский связывает с впадинами находящихся здесь крупных озер — Ладожского и Онежского, а также Белого моря. Действительно, иначе как сбросовыми опусканиями трудно объяснить возникновение замкнутых озерных впадин, достигающих более 100 *м* глубины на Онежском и более 200 *м* на Ладожском озерах. Однако, даже в этом случае нельзя забывать о возможности хотя бы частично ледникового выпахивания, тем более что озера расположены своей длинной осью по направлению движения ледника. Совершенно необоснованными представляются, по нашему мнению, предположения о существовании сбросов вдоль северного берега Кольского полуострова, так как дно примыкающего к нему с севера моря представляет типичнейшую абразионную террасу и в рельефе ничто не указывает на крупные опускания; каких-либо геологических указаний на это также не имеется. Что касается Белого моря, то здесь вероятными кажутся нам сбросы по берегам Кандалакской губы, которая в прошлом, быть может, представляла впадину типа Онежского озера.

В небольшом расстоянии к юго-востоку от рассмотренной сейчас полосы озер в недавнем прошлом принято было указывать еще полосу дислокаций, имеющих уже существенно иной характер, чем названные.

Данные, касающиеся этих нарушений, уже были сведены в свое время Ф. Н. Чернышевым [41, стр. 124], и здесь можно воспользоваться его словами: «Мы в праве ожидать, что вблизи этого горста (Балтийского щита) должны наблюдаться дислоцированные отложения, следующие в их простирании очертаниям горста. И действительно, уже на юго-восточном берегу Онежского озера, в Андомской горе, мы имеем ясно дислоцированные девонские песчаники и мергели с общим простиранием на NE и падением к SE[1]. На пространстве между Онежским озером и р. Онегой не имеется сколько-нибудь определенных сведений о дислоцированных верхнепалеозойских породах, и лишь в одном пункте на р. Калове (на картах Колода) А. А. Иностранцев встретил кремнистые известняки, образующие слабоволнистые складки. На р. Онеге, которая была пройдена тем же исследователем шаг за шагом, ниже д. Бирючевой прорезана полоса складчатых и сильно

[1] Слои на Андомской горе образуют несколько складок с падением крыльев от 20 до 65 и даже 85°.

дислоцированных малиновых и красных песчаников, брекчий и мергелей, простирающихся на NNE. К северу по их простиранию обнажается у водопадов на р. Ике темнозеленая порода, залегающая мощными, но ясными слоями, падающими на WNW∠77°. К западу от р. Онеги, по р. Сывтуге и далее на Коже выступают хлоритовые сланцы; падение их на р. Сывтуге отчетливо на W∠52°». . . «Едва ли не самый любопытный пункт находится на р. Северной Двине, ниже Усть-Пинеги, где девонские песчаники, трансгрессивно покрытые каменноугольными известняками со Spirifer mosquensis, выступают на берегу, простираясь по словам Н. А. Волловича на NE и падая в сторону от реки, т. е. к SE».

Теоретически, в связи с существованием поблизости сбросов, возникновение упомянутых сейчас дислокаций представляется весьма вероятным, и ранее мы рассматривали их как результат различий в движениях Балтийского щита и отколовшегося от последнего его восточного подземного склона [12]. Исследования Н. И. Толстихина [387], однако, заставляют относиться с сомнением к самой природе нарушений, так как упомянутый геолог считает, что часть их обязана своим происхождением оползням, а часть наклонов, зарегистрированных как дислокационные, представляет лишь естественный наклон слоистости континентальных отложений.

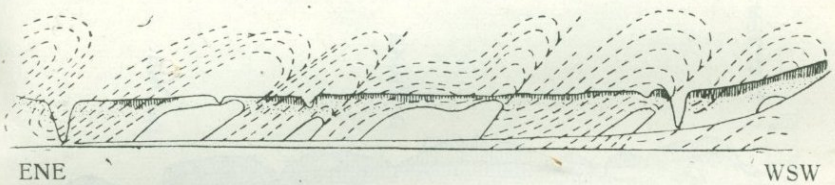
Азовско-Подольский массив. На Азовско-Подольском массиве послеэозойские нарушения существуют, повидимому, и в самом теле щита, и по его окраинам.

Несмотря на то, что докембрийские породы прикрыты здесь третичными, а на юго-западе также силурийскими и верхнемеловыми отложениями, по которым было бы легко установить присутствие складчатых дислокаций, последние внутри щита не обнаружены, если не говорить о совершенно ничтожных изгибах слоев, которые могут объясняться весьма различными причинами. Что касается дизъюнктивных дислокаций, то они, надо полагать, в докембрийских породах имеются в большом количестве, но еще очень плохо изучены; с тектоническими трещинами, повидимому, совпадает течение многих рек [192]. Наибольшее значение имеют, быть может, две линии разломов, которые наискось пересекают Азовско-Подольский щит в ЗСЗ направлении. Одна из этих предполагаемых линий проходит близ северной границы выходов докембрийских пород в бассейне Ужа и Уборти, а другая сечет массив по длинной его оси, проходя в области Днепровско-Бугского водораздела. Наиболее разработана идея об этих линиях в статье В. Н. Чирвинского [416], который доказывает, что между упомянутыми расколами располагаются выходы послеэозойских изверженных пород, в изобилии встречающихся в области Азовско-Подольского щита. Нужно подчеркнуть, что наличие рассматриваемых линий расколов отнюдь еще нельзя считать доказанным, так как прежде всего нельзя доказать, что выходы молодых изверженных пород действительно связываются с определенными линиями.

Из дислокаций, приуроченных к окраинам Азовско-Подольского массива, привлекают к себе внимание нарушения в окрестностях сел. Пельчи в Лубенском районе, где Ласкарев [184, 185] под толщей туронского и сеноманского мела наблюдал сильно на-

клоненные девонские породы, образующие опущенное крыло флексуры. По его предположению крыло это на глубине разбито рядом сбросов.

На северо-восточной окраине Азовско-Подольского массива, по побережью Днепра, в Каневском районе, имеются и иного характера дислокации, которые за последние годы привлекают к себе весьма большое внимание [184, 316, 317, 318, 346, 347, 349]. Наиболее энергичные дислокации захватывают район около 35 *км* в длину и 20 *км* в ширину, но отдельные нарушения замечаются и вне его, на площади, почти вдвое большей. Дислокации отличаются чрезвычайной сложностью; слои то лежат горизонтально, то наклонены под крутыми углами, разбиты на отдельные глыбы, смяты в мелкие складки, опрокинуты и т. д. По В. Резниченко [317, 318] особенно характерны для Каневского района косые и лежачие складки, часто с пережатыми крыльями, переходящими в надвиги (фиг. 33): амплитуда взбросов доходит до 100 *м* и более.



Фиг. 33. Схема дислокаций в овраге Давгом в Каневском районе, по Резниченко [317].

В северных частях района преобладают СВ простирания, в южных же — СЗ. Опрокидывания складок и надвиги совершаются в западном направлении. В дислокациях участвуют породы от юрских до нижних горизонтов четвертичных включительно. В. Ласкарев [184] полагал, что каневские дислокации возникли вследствие некоторого смещения всей массы Азовско-Подольского горста во время образования Карпат. При этом некоторые из оторвавшихся ранее от массива глыбы могли несколько изменить свое положение и нарушить покрывающие их слои. Резниченко, основываясь на дугообразном изгибе простираний и направлении опрокидывания складок, думает, что напор шел с северо-востока, из области Днепровско-Донецкой впадины; он полагает, что в Каневском районе мы имеем настоящие тектонические дислокации, которые сравнивает с дислокациями Донецкого бассейна. Совершенно иначе смотрит на каневские дислокации Д. Н. Соболев [346, 349], по мнению которого они возникли вследствие давления ледника на возвышенный массив Приднепровья.

На левобережьи Днепра, к юго-востоку от Канева, на горе Пивихе, слои также, повидимому, претерпели антиклинальное изогнутие [325]; имеются здесь и резкие ледниковые дислокации.

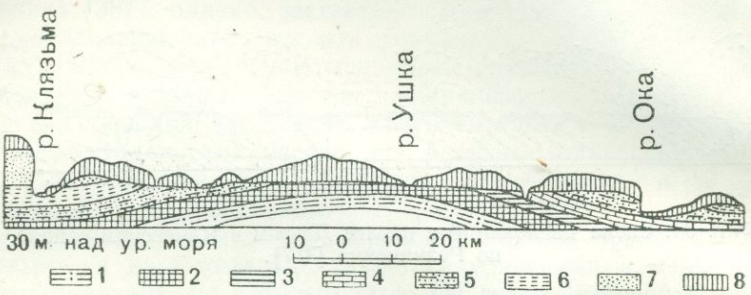
В области Воронежского и других подземных выступов докембрийского фундамента никаких тектонических нарушений покрывающих их осадочных пород неизвестно.

Дислокации осадочного покрова

в пределах впадин докембрийского фундамента

Восточнорусская впадина. В пределах Подмосковной котловины слои залегают в общем, повидимому, очень спокойно. Ранее предполагалось, что у западной окраины котловины располагается пологий антиклинальный изгиб слоев, так называемый Вышневолоцко-Новоторжский вал, но теперь выяснилось, что нижнекаменноугольные породы этого вала представляют ледниковые отторженцы [228].

В самое последнее время В. А. Жуковым обнаружено, что падение каменноугольных пород к оси котловины совершается неравномерно. В определенных дугообразно изогнутых полосах наклон слоев возрастает и образуются своеобразные структурные уступы или террасы [579] (фиг 33а).

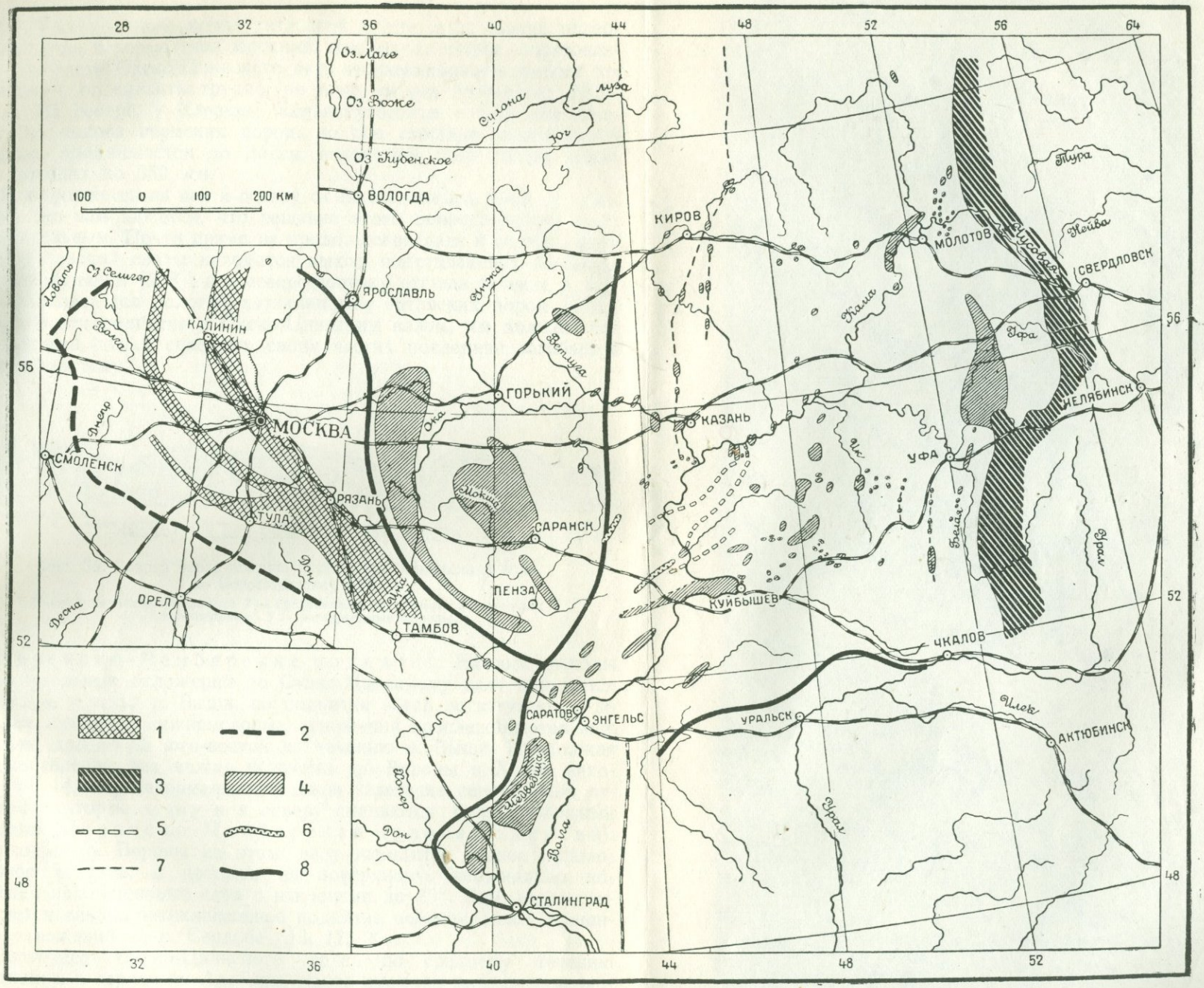


Фиг. 34. Разрез через северную часть Окско-Цнинского вала, по Сибирцеву [339].

1 — среднекаменноугольные породы; *2* — верхнекаменноугольные породы; *3* — нижнепермские; *4* — верхнепермские породы (казанский ярус); *5* — верхнепермские слои (татарская свита); *6* — юрские; *7* — нижнемеловые; *8* — четвертичные породы.

Несомненно, тектонические изгибы слоев появляются восточнее Москвы, на границе между Подмосковной котловиной и Приуральским участком Восточнорусской впадины.

Окско-Цнинский вал. Восточная граница Подмосковной котловины образована так называемым Окско-Цнинским валом каменноугольных пород. Окско-Цнинский вал [17, 50, 339] на пространстве от Клязьмы до Цны в своей осевой полосе состоит из широкой безотносительно (25—40 *км*), но узкой по сравнению с длиной (250 *км*) полосы каменноугольных пород, образующих весьма пологую антиклинальную складку (фиг. 34 и 35). Наклон слоев почти нигде не виден, и антиклинальное залегание их делается ясным лишь из смены одних пород другими вкрест простирания вала. По осевой линии вала, которая в северной части имеет почти строго меридиональное направление, а на юге поворачивает на юго-восток, выходят среднекаменноугольные и частью (на р. Цне) нижнекаменноугольные отложения; по мере движения на восток и на запад породы эти сменяются все более и более молодыми — верхнекаменноугольными и пермскими. К востоку от вала распола-



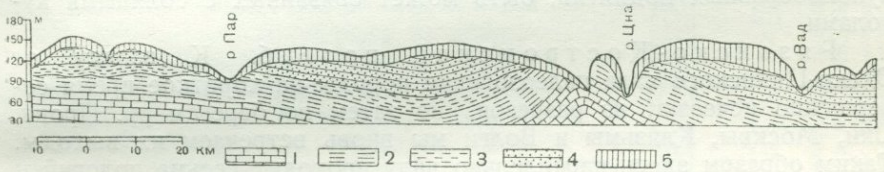
Фиг. 33а. Схема тектоники Волго-Уральской области и прилежащих районов
(составлена по материалам предварительных отчетов Института геологических наук, Института горючих ископаемых, Института теоретической геофизики и по другим источникам.)

1 — полосы более крутого падения каменноугольных пород в Подмосковной котловине; *2* — западная и южная границы Подмосковной котловины; *3* — Урал; *4* — валы, пологие антиклинали и купола; *5* — предполагаемые антиклинальные полосы, скрытые под покровом молодых отложений; *6* — Борлинская и Корсунская «флексуры»; *7* — общее простирание некоторых антиклинальных полос (Глазовский, Вятский вал и др.); *8* — южная и западная границы Волго-Уральской нефтеносной области и восточная граница Подмосковной котловины.

Архангельский А. Д.

гается сплошное поле пород татарской свиты, а на западе палеозойские слои исчезают под юрскими. Амплитуду изгиба, образованного в области Окско-Цнинского вала нижнекаменноугольными отложениями, определить трудно, но едва ли она превышает 200—300 *м*. На севере, у Клязьмы, каменноугольные отложения исчезают, но полоса пермских пород, по обе стороны сменяющихся юрскими, продолжается до Волги, вследствие чего общая длина вала доходит до 350 *км*.

Продолжается ли вал к северу от Волги, сказать очень трудно, но все же нам кажется, что решение этого вопроса может быть положительным. Почти прямо на продолжении вала к северу среди пород татарской свиты находится выход подстилающих их пермских известняков [268], а к северо-востоку отсюда течение р. Сухоны пересекается пологой антиклиналью татарских пород [193]. Связывая эти поднятия с Окско-Цнинским валом, мы должны будем принять, что в северных своих частях последний загибается к северо-востоку.



Фиг. 35. Разрез через южную часть Окско-Цнинского вала, по Богословскому [50].

1 — нижнекаменноугольные; *2* — среднекаменноугольные; *3* — юрские; *4* — нижнемеловые; *5* — четвертичные породы.

Керенско-Чембарские поднятия. На юге выходы каменноугольных отложений по Окско-Цнинскому валу кончаются на р. Цне, у устья р. Выши, но поднятия здесь не затухают и по выходам юрских и нижнемеловых отложений прослеживаются еще довольно далеко на юго-восток по течению р. Выши. Продолжая это направление, мы между истоками рр. Вороны и Хопра находим [13, 14, 26] ненормально высокое залегание сеноманских отложений, которые к югу и к северу сменяются более молодыми породами (Керенско-Чембарская полоса поднятий); в верховьях р. Вороны на этом валу находится резкое куполообразное вздутие, в котором на поверхность неожиданно появляются нижнемеловые слои с наклонами до 35°. Еще далее располагается слабое антиклинальное поднятие верхнемеловых (сенонских) отложений на р. Сердобе [13, 17, 26].

Восточнее Окско-Цнинского вала, по среднему течению р. Мокши и в верховьях Алатыря, также имеются выходы каменноугольных пород, которые я первоначально считал связанными с валом и образующими Алатырскую ветвь последнего [13]. В настоящее время выяснилось, что выходы карбона по Алатырю относятся к обширному плоскому щитообразному поднятию каменноугольных пород [579].

Сурско-Мокшинские поднятия. К юго-востоку от Алатырских поднятий располагается полоса дислокации, известная в литературе [13] под именем Сурско-Мокшинской полосы поднятий. Полоса эта от среднего течения р. Мокши направляется на юго-восток вдоль течения р. Иссы и доходит до р. Суры несколько севернее Пензы. Состоит эта полоса, повидимому, из нескольких тесно сближенных куполообразных поднятий, в осевых частях которых среди сплошного поля нижнемеловых отложений выходят на поверхность юрские, а в верховьях р. Иссы даже и каменноугольные породы.

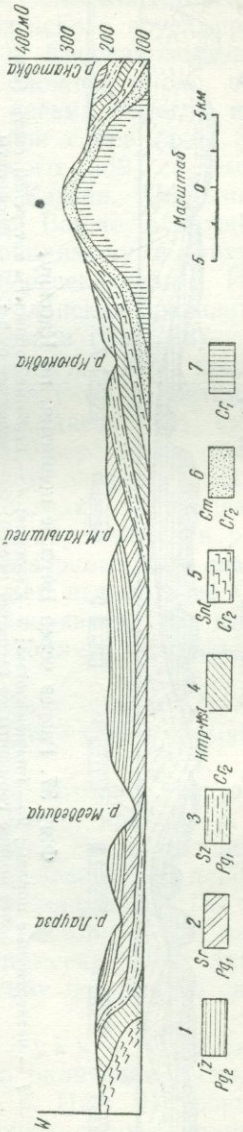
К северу от р. Алатыря полоса поднятий, повидимому, протягивается к Арзамасу на р. Теше и далее немного западнее меридиана г. Горького. В указанной полосе породы казанского яруса пермской системы залегают значительно выше, чем восточнее и западнее [339, 431]. Еще дальше на север, на Волге у Пучежа и Катунок, располагается ряд выходов пермских известняков, со всех сторон окруженных татарскими породами [275, 339]. Едва ли можно сомневаться в том, что здесь имеется одно, вернее несколько куполообразных поднятий, быть может связанных с соляными куполами.

Рязанско-Костромской прогиб. К западу от Окско-Цнинского вала палеозойские породы на короткое время совершенно исчезают из разрезов, но затем по берегам рр. Прони, Оки, Москвы, Клязьмы и Волги мы вновь встречаем их выходы. Таким образом здесь параллельно валу проходит весьма пологий и довольно узкий прогиб, который был назван Рязанско-Костромским [16].

Ульяновско-Саратовский прогиб. Аналогичный прогиб, только гораздо более широкий и глубокий, сопровождает Окско-Цнинский и Сурско-Мокшинский валы с восточной их стороны. Продвигаясь от водораздела рр. Пьяны, Теши и Сережи на восток к устью р. Камы, мы видим, что слои весьма медленно склоняются в этом направлении: близ р. Суры породы татарской свиты вытесняются юрскими, которые затем уступают место меловым. Восточнее р. Суры наклон слоев изменяется, и перед р. Свиягой на водоразделы вновь поднимаются пестрые татарские мергели. Такую же смену более древних пород более новыми и обратно можно наблюдать, изучая берег Волги между г. Горьким и Казанью. Эти явления с достаточной убедительностью доказывают, что нижнее течение р. Суры проходит приблизительно по оси весьма широкого синклинального прогиба пластов, существование которого было установлено давно работой Дитмара [113]. Позднее А. Д. Архангельский [14, 17, 26], назвавший прогиб Симбирско (Ульяновско)-Саратовской синеклизой, показал, что он протягивается очень далеко на юг; ось синеклизы сначала, до параллели Ульяновска, идет в юго-восточном направлении вдоль течения р. Суры, а затем отгибается на ЮЮЗ, проходя приблизительно через Городище на верховья р. Медведицы к Петровску, Аткарску до Лопуховки. Южнее последней геологическое строение правобережья р. Медведицы еще очень плохо изучено, поэтому проследить дальнейший ход Ульяновско-Саратовского

прогиба пока невозможно. Отметим, что на широте Аткарска западное крыло синеклизы осложнено пологим антиклинальным поднятием на р. Еткаре, а южнее, близ Баланды, на том же крыле располагается значительное куполообразное вздутие [75] (фиг. 36).

Исследования Н. Г. Кассина [145] показывают, что Ульяновско-Саратовский прогиб может быть прослежен на далекое расстояние к северу от Волги. Уже в низовьях р. Суры по распространению юрских пород можно заметить, что ось прогиба несколько отклоняется к северо-западу. По низкому залеганию юрских и нижнемеловых отложений в бассейне р. Унжи и по установленному Н. Г. Кассиным распространению самых верхних горизонтов татарской свиты можно видеть, что синеклиза, перейдя у устья р. Суры на левый берег Волги, тянется к р. Унже, здесь отгибается на северо-восток и затем между Великим Устюгом и Кировым поворачивает прямо на север, доходя до Вычегды у Сольвычегодска и Яренска. Учитывая, наконец, то обстоятельство, что в пределах восточного склона Балтийского щита существует корытообразный прогиб СЗ простирания, ось которого проходит в бассейне р. Мезени, мы можем прийти к заключению, что изученный нами прогиб сохраняется и севернее Вычегды, доходя до Мезенской губы.



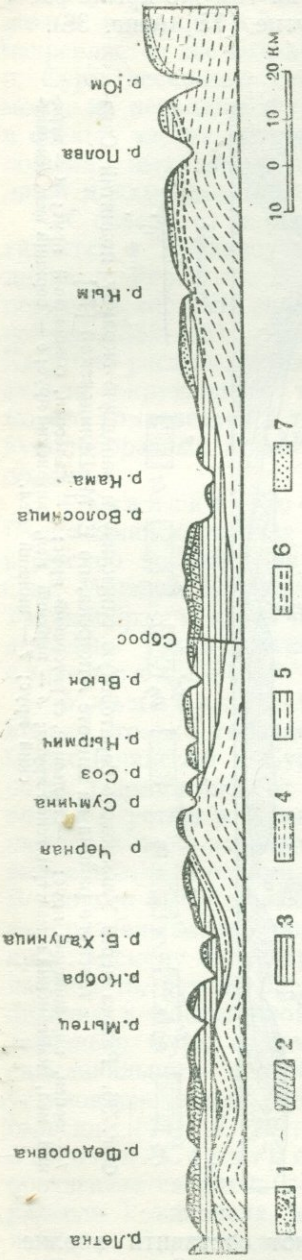
Фиг. 36. Разрез через Ульяновско-Саратовскую синеклизу и западную окраину поднятий Саратовского района на широте Аткарска, по Е. М. Великовской [75].

1 — эоцен, царицинский ярус; *2* — палеоцен, саратовский ярус; *3* — палеоцен, сызранский ярус; *4* — верхний мел, кампанский и маастрихтский ярусы; *5* — верхний мел, сантонский ярус; *6* — верхний мел, сеноманский ярус; *7* — нижний мел.

Таким образом выясняется, что Ульяновско-Саратовский прогиб представляет один из основных элементов структуры Восточноевропейской плиты; располагаясь в общем параллельно Уралу, он прослеживается в меридиональном направлении от Ледовитого океана и почти до берегов Дона. Бросается в глаза, что в средней своей части, против Подмосковной котловины, прогиб делает изгиб на запад, повторяющий изгиб Окско-Цнинского вала.

Малая изученность области и особенно малое количество имеющихся в ее пределах буровых скважин не позволяют составить вполне отчетливое представление о строении Ульяновско-Саратовского прогиба. Не подлежит, однако, сомнению, что строение это достаточно сложно. Выше мы видели, что при приближении к оси прогиба как Окско-Цнинский, так и Сурско-Мокшинский валы по-

степенно погружаются. Явление это объясняется тем, что указанные валы представляют в основе более древние сооружения, чем прогиб, и их юго-восточные части опустились на глубину в момент формирования последнего. Заложение валов относится к палеозою, тогда как формирование прогиба, повидимому, происходило в мезозое. Можно найти указания на то, что первоначально валы распространялись к юго-востоку вплоть до Приволжской системы дислокаций, о которой мы будем говорить ниже. Намеком на это служит тот факт, что каменноугольные отложения, которые выходят на поверхность в верховьях р. Иссы и в Саратовском районе и которые были достигнуты буровой скважиной в Пензе, относятся к среднему отделу системы, в то время как южнее и севернее развиты верхнекаменноугольные породы, сопровождаемые на севере пермскими. Таким образом получается впечатление, что вздутие палеозойских пород ЮВ простирания, продолжающее направление Окско-Цнинского и Сурско-Мокшинского валов и несогласно перекрытое мезозоем, подразделяет Ульяновско-Саратовский прогиб на две части. К вопросу этому мы вернемся еще в дальнейшем.



Фиг. 37. Разрез через Вятские поднятия, по Кассину.
1 — четвертичные породы; *2* — нижнемеловые; *3* — юрские; *4* — верхние горизонты татарской свиты (триас); *5* — более низкие горизонты ее (верхняя пермь); *6* — железные руды; *7* — фосфориты.

Возвращаясь вновь к поднятиям, мы должны прежде всего отметить, что к северу от Мокшана и Городищ, т. е. к северу от Керенско-Чембарской полосы поднятий, на обоих крыльях Ульяновско-Саратовского прогиба в бассейне р. Суры существуют, повидимому, многочисленные, еще плохо изученные и не связанные между собой мелкие дислокации. В одних пунктах наблюдаются небольшие, но резкие складки, в других сбросы, флексуры и т. д.; амплитуда и протяженность этих дислокаций невелики [17, 215, 258, 328].

Вятские поднятия. К востоку от Ульяновско-Саратовского прогиба располагается замечательная полоса поднятий, гораздо более резких, чем Окско-Цнинский вал. Полоса эта начи-

нается на севере Вятскими поднятиями. По старым работам Кротова [164, 166] и более новым исследованиям Н. Г. Кассина [145], Шибинского [433] и других, через Нолинск и Уржум от г. Кирова к верховьям р. Визимки, впадающей в р. Илеть, левый приток Волги, на протяжении около 250 *км* можно проследить полосу слабых поднятий, выражающихся появлением средних горизонтов пермских отложений, именно казанского яруса, среди более молодых татарских пород. Работа Н. Г. Кассина показывает, что строение Вятского поднятия довольно сложное и оно, по крайней мере местами, состоит из нескольких весьма пологих и широких антиклинальных и синклинальных изгибов слоев (фиг. 37).

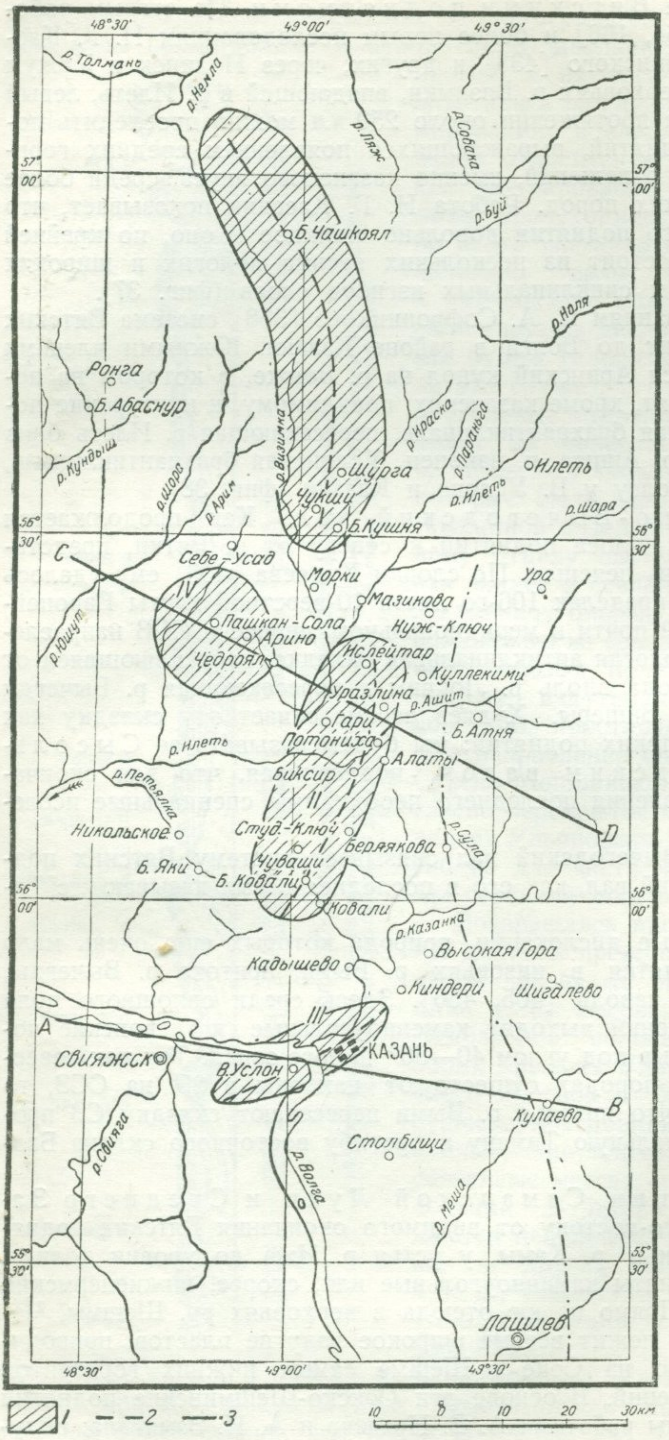
По исследованиям П. А. Софроницкого [358] система Вятских поднятий доходит до Волги в районе Казани. Южными членами системы являются Аринский купол на р. Вонже, в котором на поверхность выходят, кроме казанских, повидимому, и кунгурские породы, Уразлинская брахиантиклиналь, пересекающая р. Илеть близ впадения в нее р. Ашита, и, наконец, Услонская брахиантиклиналь, пересекающая Волгу у В. Услона и Казани (фиг. 38).

Сысольско-Вычегодский вал. Как продолжается рассматриваемая полоса поднятий к северу от р. Вятки, представляется еще очень неясным. По словам Худяева [405] ему удалось выяснить, что в пределах 106-го листа 10-верстной карты Европейской части СССР почти в меридиональном, вернее в ССВ направлении, проходит пологая антиклинальная складка, направляющаяся от Кожимского завода вдоль р. Локчим и пересекающая р. Вычегду вблизи устья р. Вишеры. Худяев рассматривает эту складку как продолжение Вятских поднятий; мы будем называть ее Сысольско-Вычегодским валом, подчеркивая, что для окончательного установления последнего необходимы специальные исследования.

Сысольско-Вычегодский вал связывает систему Вятских поднятий или Вятский вал, как его в последнее время называют, с Тиманом.

Замечательные дислокации, природа которых еще очень мало выяснена, находятся в низовьях р. Выми, притока р. Вычегды, у Сереговского завода [405, 450]. Здесь среди сплошного поля пермских отложений выходят каменноугольные и девонские породы, наклоненные под углом 40—50° на юго-запад. Так как севернее в пермских породах существуют наклоны в 20° на ССЗ, то можно думать, что низовья р. Выми пересекают складку СЗ простирания, параллельную Тиману и прогибу восточного склона Балтийского щита.

Дислокации Самарской Луки и Среднего Заволжья. К юго-востоку от видимого окончания Вятских поднятий, на побережьи р. Камы, у устья р. Ижа до уровня долины р. Камы приподняты каменноугольные или, скорее, нижнепермские породы [274]. Прямо на юг отсюда в верховьях рр. Шешмы, Черемшана и Сока лежит весьма широкое вздутие пластов, приводящее к появлению на Соке и Шешме самых нижних горизонтов пермских отложений. В основе эти Сокско-Шешминские поднятия были установлены работами А. В. Нечаева и А. Н. Замятина; веду-



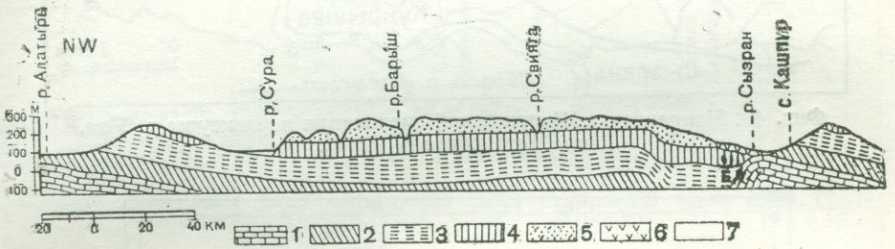
Фиг. 38. Схема поднятий по южной части системы дислокаций Вятских увалов, по П. А. Софроницкому [358].

1 — брахиантиклиналь; *2* — оси брахиантиклиналей; *3* — ось синклинали.

I — Шургинская; *II* — Уразлинская; *III* — Усменская брахиантиклиналь; *IV* — куполовидное Аринское подняие.

щиеся сейчас исследования, подтверждая их основные выводы, показывают, что мы имеем здесь дело, повидимому, с многочисленными пологими куполообразными вздутиями, длинные оси которых вытянуты в СВ и ССВ направлении и которые располагаются на общем пологом и широком валообразном поднятии каменноугольных пород, получившем в последнее время название Сокско-Ижевского вала. В верховьях Сока вздутие резко несимметрично, с пологим западным и относительно крутым восточным крылом.

Чрезвычайно интересная тектоническая область располагается юго-западнее Сокско-Шешминской, в низовьях рр. Сызрана и Усы. На Самарской Луке А. П. Павловым [294] в 80-х годах прошлого столетия был открыт огромный Жигулевский сброс, приведший на один уровень каменноугольные и третичные породы; позднее эта дислокация изучалась Ноинским и Розановым [273, 327]. На вос-



Фиг. 39. Разрез через Ульяновско-Саратовскую синеклизу, флексуру р. Усы и Жигулевский сброс, по Милановскому [214].
1 — каменноугольные отложения; *2* — юра; *3* — нижний мел; *4* — верхний мел; *5* — палеоген; *6* — неоген; *7* — аллювий.

ток от Волги сброс затухает очень быстро, на запад же далеко прослеживается по р. Сызрану; амплитуда поднятия здесь постепенно уменьшается; сброс постепенно переходит во флексуру и наконец — в небольшую несимметричную антиклиналь. В настоящий момент дислокацию Самарской Луки обычно рассматривают как резко несимметричную антиклиналь с разорванным северным крылом. Продолжением ее за Волгой является Сокско-Ижевский вал.

Исследования Е. В. Милановского [214, 217] выяснили, что с Жигулевской дислокацией связана еще дислокация в верховьях р. Усы и ее притоков. При приближении с севера к истокам р. Усы слои приподнимаются, и на поверхность из-под третичных отложений появляются верхнемеловые. Далее к югу подъем слоев обрывается резким опусканием их, имеющим вид флексуры, простирание которой направлено под углом к простиранию Жигулевской дислокации (фиг. 39 и 40).

К югу от района Жигулевских поднятий от южного течения р. Мочи через верховья рр. Чагры и Малого Иргиза к г. Пугачевску на Большом Иргизе и далее на юго-запад к верхнему течению р. Большого Карамана протягивается полоса выходов пермских и каменноугольных пород, которые в обе стороны сменяются

мезозойскими отложениями. Полоса эта получила от С. Н. Никитина название Пермской оси Заволжья.

Повидимому [198, 264], мы имеем здесь дело с обширным валообразным поднятием, в центральной части которого, у г. Пугачевска, на поверхность выходят каменноугольные породы. От Жигулевского купола Пугачевский отделяется широко открытой на юго-запад, выполненной мезозойскими и третичными отложениями впадиной, получившей название Вольской.



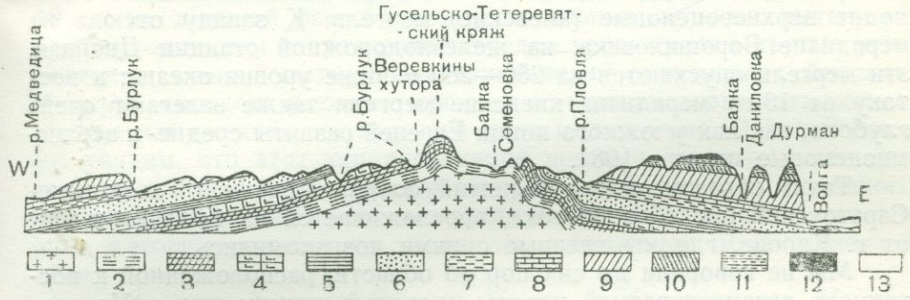
Фиг. 40. Направление Жигулевской дислокации и флексуры р. Усы, по Милановскому [214].



Фиг. 41. Тектоническая карта Саратовского района, по Семихатову [333].

Дислокации Саратовского района. Несколько севернее Саратова полоса поднятий, сопровождающих с востока Ульяновско-Саратовскую синеклизу, переходит на правобережье Волги и может быть прослежена здесь по Волго-Медведицкому водоразделу до Дона. Характер дислокаций при этом существенно меняется, и вместо очень пологих и широких куполов и валов мы

имеем здесь хотя и очень еще широкие, но все же определенно выраженные складки. На севере эта Приволжская система дислокаций начинается дислокациями Саратовского района [13, 75, 322, 335]. Здесь среди нижнетретичных отложений на поверхность появляются меловые, юрские, а местами (Тепловка) и каменноугольные породы, иногда обнаруживающие резкие нарушения напластования. А. Н. Семихатов [335] насчитывает здесь пять антиклиналей, которые, сложно изгибаясь, описывают в совокупности почти замкнутый контур (фиг. 41). Можно думать, что в основе дислокации Саратовского района представляют широкое, вытянутое с юго-запада на северо-восток куполообразное поднятие, средняя часть которого опустилась; эти опускания и привели к образованию упомянутых антиклиналей. Углы падения на крыльях



Фиг. 42. Схематический разрез Доно-Медведицкого вала (составлен Е. Милановским и А. Мазаровичем).

1 — карбон; *2* — средняя юра; *3* — келловей; *4* — неоком; *5* — апт; *6* — гольт; *7* — сеноман; *8* — турон; *9* — сенон; *10* — сызранский ярус; *11* — нижнесаратовские слои; *12* — верхнесаратовские слои; *13* — послетретичные отложения.

последних обычно равны 20—40°, но иногда достигают и 60°; складки обычно несимметричны, и углы падения круче на выпуклой стороне их.

Необходимо, впрочем, подчеркнуть, что Саратовский район очень мало изучен и что поэтому составить ясное представление о его тектонике невозможно.

Доно-Медведицкие поднятия. К югу от Саратовского района между рр. Иловлей и Медведицей располагается так называемая Доно-Медведицкая антиклиналь. Это название неточно, так как мы имеем здесь не одну складку, а ряд массивных широких антиклиналей ССВ простирания, отделенных одна от другой поперечными прогибами [13, 17, 19, 26, 135, 195, 196, 216, 334, 338]. Восточные крылья антиклиналей значительно круче западных, так что угол падения здесь достигает местами 40° и более, в то время как в западном крыле средней складки наклон не превышает 3—5° (фиг. 42).

В дислокациях участвуют, кроме нижнетретичных пород, развитых по восточному крылу Доно-Медведицкой системы антиклиналей, которая местами (в Камышине, у Белой Глинки и др.) осложнена сбросами, еще меловые, юрские и каменноугольные. Последние выходят в ядрах антиклиналей на севере (Жирное на Медве-

дице и др.) и на юге, у ж.-д. станции Арчеда и на Дону. Переходя на правобережье Дона между станицами Клецкой и Трехостровянской, полоса поднятий затухает.

Южнее полосы Доно-Медведицких антиклиналей первоначально, по наблюдениям И. В. Мушкетова [233], предполагалось, существование нескольких складок меридионального простирания на Ергенях, но впоследствии А. Д. Архангельским было доказано, что за наклоны пластов здесь принята была косвенная слоистость песков и песчаников [13]. В настоящий момент, повидимому, появляются факты, указывающие на наличие очень пологого антиклинального поднятия несколько западнее Ергеней в бассейне рр. Сала и Маныча. Известно, что в верховьях балок северного берега долины р. Маныча, к югу от сел. Ремонтное, приблизительно под 13° в. д., на довольно большой абсолютной высоте выходят верхнеэоценовые (киевские) мергели. К западу отсюда на меридиане Ворошиловска, на железнодорожной станции Двойная, эти мергели опускаются на 250—260 *м* ниже уровня океана; к востоку от 13-го меридиана киевские мергели также залегают очень глубоко, так как у южного конца Ергеней развиты средне- и верхнемиоценовые породы [98].

Таким образом полоса поднятий, сопровождающая Ульяновско-Саратовский прогиб с востока, прослеживается на 1400 *км* к югу от г. Кирова, где мы впервые с ними познакомились.

Мы не говорили до сих пор об области, расположенной к востоку от рассматриваемой полосы поднятий, между нею и Уралом. На геологических картах малого масштаба область эта представляется сложенной серией пермских пород, чрезвычайно полого наклоненных в западном направлении от Урала к Волге и не испытавших никаких дислокаций. Производящаяся в настоящее время нефтяными организациями детальная геологическая съемка показывает, что на фоне этого пологого западного падения пермские породы испытывают многочисленные пологие мелкие изгибы, амплитуда которых обычно столь мала, что более древние породы на поверхность этими дислокациями не выводятся. О закономерностях расположения этих своеобразных морщин говорить пока еще трудно.

Общий Сырт. Нам остается познакомиться с тектоникой Общего Сырта и расположенного южнее его участка Восточно-русской впадины.

К востоку от упомянутого выше Пугачевского куполовидного вздутия располагается так называемая Иргизская впадина, отделяющая это вздутие от весьма пологих валов западной части Общего Сырта. От Пугачевского купола впадина эта отделяется сбросом, величина смещения по которому определяется А. Н. Мазаровичем [198] на р. Моче в 200 *м*, а у г. Пугачевска — в 500 *м*.

Тектоника Общего Сырта во многих отношениях представляется еще неясной. Повидимому, в основе западной, расположенной к западу от р. Чегана, части Общего Сырта лежит весьма пологое валообразное поднятие СВ простирания. На него накладываются многочисленные дислокации иного характера. С. С. Неуструевым, А. Н. Розановым, А. Н. Мазаровичем и Д. Н. Соколо-

вым здесь обнаружены дислокации частью сбросового и частью складчатого характера [17, 136], связать которые между собой еще трудно. Первоначально казалось, что здесь существуют две системы складок, одна из которых, более древняя, почти меридионального простирания, развита только в восточной части Общего Сырта и нарушает только пермские и татарские слои; более молодые дислокации, нарушающие мезозой и палеоген, располагаются в виде дуг, обращенных выпуклостью к северу [355]. В последнее время Г. Н. Каменский [136] показал, что и в западных частях области дислокации имеют СЗ простирание; по его наблюдениям здесь третичные и мезозойские породы образуют систему брахиантиклиналей, располагающихся рядами указанного направления. Новейшие исследования показывают, что характерными дислокациями для Общего Сырта являются короткие, обычно не более 10 *км* по длинной оси, брахиантиклинальные складки, вытянутые в северо-западном направлении; нередко наблюдаются крутые углы падения; очень часто брахиантиклинали осложнены сбросами. В ядрах складок выходят юрские и нижнемеловые отложения, крылья же сложены из верхнего мела и палеогена. В дальнейшем мы увидим, что этот тип дислокаций чрезвычайно характерен для южных частей Восточнорусской впадины, особенно для Эмбенского нефтеносного района, и связан с так называемой соляной тектоникой, которая зависит от поднятия пластичных масс каменной соли.

В восточной части Общего Сырта, в бассейне оз. Челкар, р. Утвы и в среднем течении р. Илека, в пермских, мезозойских и палеогеновых отложениях нередко встречаются пологие складки того же СЗ простирания. Это дало повод А. Л. Яншину и А. Г. Фокину [454] принимать, что в пределах Илецкого района «от уральской меридиональной системы складчатости ответвляется (или к ней присоединяется) пучок складок, идущих на северо-запад, в пределах которого пермские отложения дислоцированы по направлению совершенно согласно с мезозоем и отличаются от него лишь большими углами падения». По первоначальным представлениям, как указано было выше, направление пермских складок (меридиональное) было резко отличным от складок мезозоя (СЗ и широтное).

Для ближайшей характеристики рассматриваемых складок можно воспользоваться словами П. Л. Безрукова [42], изучавшего бассейн оз. Челкар и р. Утвы.

«Ближайшее изучение характера отдельных складок показывает, что они в одних случаях весьма выдержаны и прослеживаются в длину на многие десятки километров, не меняя своего направления, в других — имеют небольшие размеры, неправильные очертания и соединяются друг с другом. В отношении ширины складок постоянства не существует даже в пределах одной части района; расстояние между осями соседних антиклиналей колеблется от 4—5 до 20—25 *км*. Наклон слоев на крыльях складок там, где они не осложнены дизъюнктивными нарушениями, обычно измеряется несколькими градусами и нигде не превышает 25—30°. Амплитуда складок в тех местах, где они не сопровождаются брахи-

антиклинальными поднятиями, примерно равна 100—150 *м*. Сбросы, иногда приуроченные к крыльям складок, не затушевывают общей картины складчатости, и синклинали не могут быть рассматриваемы как грабены.

«Изучая направление складчатости меловых и палеогеновых пород, мы приходим к заключению, что на всей территории района господствуют северо-западные простирания — от ЗСЗ 280° до СЗ 320°. Отклонения отдельных складок от этого направления имеют эпизодический характер и во всех известных случаях связаны с их затуханиями или резкими вспучиваниями.

«Антиклинальные складки района осложнены многочисленными брахиантиклинальными поднятиями, которые по характеру тектоники не отличимы от соляных куполов Урало-Эмбенского района».

Сопоставляя весь фактический материал, относящийся к простиранию складок, П. Л. Безруков приходит к заключению, что от Урала и до западных частей Общего Сырта господствующим является северо-западное направление их, а в более западных местностях оно сменяется северо-восточным.

«Таким образом, — говорит Безруков, — на пространстве между Волгой и Уральским хребтом, грубо говоря, на широте долины р. Урала, направления основных тектонических линий образуют колоссальную дугу, выпуклую на север. Эта дуга разделяет две области, весьма разнородные по своей структуре и геологической истории: она отделяет Прикаспийскую впадину, характеризующуюся особенно глубоким залеганием палеозойского фундамента, интенсивными проявлениями юных орогенических движений и своеобразной диапировой тектоникой от остальной части Восточнорусской впадины.

«Нужно отметить, что дуга складок, по крайней мере в восточной половине, почти совпадает с внутренней границей площади поверхностного распространения пермских пород и, следовательно, расположена на полосе их перегиба и погружения. Образование дуги было, вероятно, связано с образованием Прикаспийской впадины. Можно высказать предположение, что еще в донижнекиммерийское время, а может быть, и еще ранее фундамент впадины был погружен глубже более северных областей, благодаря чему при диастрофизме здесь создались сколы и напряжения, приведшие к образованию складчатости пермских пород, на которую впоследствии наложилась складчатость мезозойских и палеоценовых отложений».

Весьма широко распространены тектонические нарушения в юго-восточных частях Восточнорусской впадины, к югу от параллели Саратова и Чкалова. Чрезвычайно мощное развитие четвертичных и верхнеплиоценовых отложений к востоку от Волги в бассейне Еруслана и верхнего течения обеих Узеней, а южнее Общего Сырта и на всем пространстве между Волгой и Ергенями, с одной стороны, и р. Уралом — с другой, а также в бассейне левых притоков последнего не дает возможности составить ясное представление о тектонике этих южных частей впадины. То немногое, что мы знаем о более древних породах этой области, заставляет думать, что тектонические нарушения здесь развиты чрезвычайно ши-

роко и не приурочиваются в какой-нибудь сравнительно узкой полосе, а разбросаны почти по всей площади.

Прикаспийская впадина. К югу от Общего Сырта расстилается огромная низменная равнина Прикаспийской впадины, покрытая горизонтальными отложениями недавней трансгрессии Каспия. Среди нее разбросано несколько возвышенностей, состоящих из сильно и сложно дислоцированных пермских, мезозойских и третичных пород (побережья Эльтонского и Баскунчакского озер, возвышенности Малое Богдо, Биш-чохо, Чапчачи, Каменный яр на берегу Волги) [41, 47, 233, 234, 311, 312, 336, 337]; отрывочность выходов не дает возможности установить закономерности в их расположении. Несомненно, мы здесь имеем дело с короткими брахиантиклинальными формами, имеющими гипсовое или соляное ядро, и очень сильно осложненными вторичными сбросовыми и сдвиговыми дислокациями. В возвышенностях Индер и Джаман-Индер [56], расположенных восточнее р. Урал близ Индерского соленого озера, брахиантиклинальный характер дислокаций древних пород, лежащих в основе Прикаспийской впадины вырисовывается с полной отчетливостью. В ядрах имеющихся здесь брахиантиклиналей развита мощная толща чрезвычайно сложно дислоцированных пермских гипсов, которые на крыльях и окончаниях антиклиналей со всех сторон окаймляются триасовыми и более молодыми мезозойскими породами (фиг. 43).



Фиг. 43. Карта и разрез горы Джаман-Индер, по Замятину.

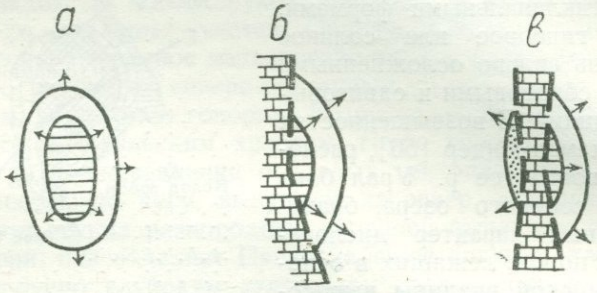
1 — триасовые и пермские отложения; *2* — юрские; *3* — меловые; *4* — каспийские; *5* — направление разреза.

Кроме дислокаций древних пород в пределах Прикаспийской низменности имеют место также и складчатые нарушения самых молодых плиоценовых, а быть может, и четвертичных отложений. На это указывают описываемые П. А. Православлевым многочисленные пологие складки обнажающихся по нижнему течению Волги темных глин, которые упомянутый геолог относит к бакинскому ярусу [575]. Южная граница распространения рассматриваемого типа дислокаций представляется еще неясной. Я думаю, что она приблизительно совпадает с линией, соединяющей Донецкий бассейн с устьем Волги и Мангышлаком, т. е. с предполагаемым подземным продолжением Донецко-Мангышлакской складчатости.

Кроме всех этих сложных нарушений, имеющихся внутри Прикаспийской впадины, по периферии ее предполагается еще присутствие больших сбросов, по которым произошло опускание Волго-

Уральской низменности, обусловившее верхнеплиоценовую (акчагыльскую) трансгрессию. Существование этих больших сбросов пока еще не доказано, но довольно вероятно, так как на правобережьи Волги местами (Столбичи, Камышин, Пролейка, Балыклей) существуют сбросы и грабены, приблизительно параллельные течению реки и относящиеся частично даже к четвертичному времени [13, 17, 217, 218, 492].

Эмбенский нефтеносный район. У восточной границы распространения каспийских отложений располагается Эмбенский нефтеносный район, охватывающий бассейны рр. Сагиза, Эмбы, Уила и продолжающийся, повидимому, еще значительно дальше на север к Илеку. Несомненно, что южные части Общего Сырта с их брахиантиклинальными поднятиями тектонически являются связан-



Фиг. 44. Типы куполов Эмбенского района.

а — спокойная куполообразная складка; *б*—купол, разбитый дизъюнктивным нарушением на две части; *в*—купол с грабенообразно опустившейся средней частью.

ными с Эмбенским районом. С другой стороны, и рассмотренная сейчас нами западная часть Прикаспийской впадины по типу своих дислокаций весьма походит на Эмбенский район; здесь только характерные для всей области купола становятся значительно крупнее, массивнее. Таким образом дислокации Эмбенского типа характеризуют огромный район и потому заслуживают особого внимания. Литература по Эмбенскому району довольно велика [157, 329, 343, 355, 383, 384, 385, 552, 563 и др.], в дальнейшем изложении мы будем следовать последней из названных работ.

«В настоящее время, вся огромная территория Эмбенского района (без северной окраины) представляет сплошное поле развития почти горизонтально лежащих мезозойских отложений с многочисленными мелкими куполообразными поднятиями, размеры которых редко превышают 50—100 *км*². Каждое поднятие представляет сильно разбитый и обрезанный со всех сторон взбросами и сбросами участок нижнего мела, юры или перми среди горизонтальных слоев верхнего мела или третичных. В разнообразных формах многочисленных куполов можно подметить некоторые общие морфологические черты, соединяющие купола в несколько групп. Первым на эту закономерность обратил внимание в 1922 г. Миронов. Все купола он разбил на следующие три основных типа (фиг. 44).

«1. Макатский — спокойная куполовидная складка (фиг. 44,*а*), мало или совершенно не затронутая сбросовой дислокацией. Тип встречается редко.

«2. Доссорский — характеризуется присутствием на куполе большого дизъюнктивного нарушения, разбившего его на две части (фиг. 44,*б*). Поднятая часть сохраняет куполообразное строение, упавшая почти не имеет и следов первоначальной складки.

«3. Иманкаринский — характеризуется наличием грабенообразно опустившейся сводовой части купола между двумя поднятыми крыльями (фиг. 44,*в*).

«Опустившиеся участки в действительности представляют участки, оставшиеся на месте при поднятии соседних глыб. Это доказывается тем, что верхнемеловые породы, залегающие в грабенах, располагаются на той же высоте, что и в прилегающих к куполам, ненарушенных участках».

В основе каждого купола располагается соляное ядро, имеющее широкую сводовую часть и крутые стены. Мощность соли в куполах колоссальна, так как одна из скважин углубилась в соль более чем на 2000 *м* и все же не прошла ее.

Количество куполов огромно и в 1933 г., когда район был еще не полностью изучен, их насчитывалось до 360. Закономерности в расположении куполов далеко еще не вполне выяснены. Судя по всему, как в южных, так и в северных районах, близ Актюбинска, они группируются в меридиональные ряды, примером которых может служить ряд Макат-Сатепалды. «Тем не менее это направление, вероятно, не является универсальным для всего района. Повидимому, существуют направления, пересекающиеся с первым под некоторым углом. Иначе, повидимому, группируются поднятия в юго-западных частях Прикаспийской впадины. Возвышенности Биш-чохо, Чапчачи и оз. Баскунчак, где выходят древние породы, лежат на линии ЗСЗ простирания, что, вероятно, отвечает и истинному направлению тектонических линий в этой области. На Баскунчаке, повидимому, простирание изменяется в меридиональное, так как гора Малое Богдо и оз. Эльтон с их выходами дислоцированных древних пород располагаются к С и ССЗ от Баскунчака».

Подводя итог всему, что было до сих пор сказано относительно тектоники Восточнорусской впадины, мы видим, что она является достаточно сложной. Одним из основных ее элементов является очень длинный в общем меридиональный прогиб, среднюю часть которого составляет Ульяновско-Саратовская синеклиза. О прогибе этом подробно говорилось уже выше. В свое время я предлагал назвать рассматриваемый прогиб Главным рвом Русской платформы.

К западу от прогиба располагается щитообразное Алатырское поднятие и система дугообразно изогнутых валов и структурных террас или уступов: Сурско-Мокшинский, Керенско-Чембарский и Окско-Цнинский валы и террасы Подмосковной котловины. Восточные части этих валов и террас имеют ВЮВ простирание, западные же простираются почти меридионально.

К востоку от Главного рва располагается система массивных валообразных и куполообразных поднятий, которая на юге начи-

нается по меньшей мере Доно-Медведицкой антиклинальной полосой и на север прослеживается через антиклиналь Самарской Луки, Сокско-Ижевский вал, Вятский вал и Сысольско-Вычегодский вал до Тимана. Тиман я также включаю в рассматриваемую систему поднятий. Тектоника последнего чисто условно, для удобства изложения, рассматривается нами в главе о палеозойских складчатых сооружениях, но, как это было указано мною раньше [12], Тиман ни по своей стратиграфии, ни по характеру своих тектонических форм не похож на складчатые сооружения геосинклинального типа. С другой стороны, в его структуре нельзя указать на какие-либо черты, которые бы принципиально были чужды структуре других поднятий Восточнорусской впадины, например, Доно-Медведицкой антиклинальной зоне. Весьма возможно, что при более глубокой обнаженности система Приволжских поднятий по характеру нарушений оказалась бы весьма сходной с Тиманом.

При взгляде на тектоническую схему Восточнорусской впадины [579] мы видим какое-то подобие виргации складок, так как валы расположенной восточнее Главного рва системы поднятий изгибаются дугообразно, представляя как бы зеркальное отражение валов, расположенных к западу от рва. Наиболее ясно это видно на системе поднятий Самарской Луки и Сокско-Ижевского вала.

Иной характер имеет тектоника юго-восточной части впадины (Прикаспийская впадина и бассейн Эмбы). То относительно немногое, что мы знаем о дислокациях этой области, в большей ее части покрытой горизонтальными четвертичными отложениями, заставляет думать, что тектонические нарушения пользуются здесь почти повсеместным распространением. В восточных частях района они состоят из резких брахиантиклинальных складок и куполов, расположенных, быть может, рядами, параллельными Уралу. Дислокации Баскунчакского озера, Чапчачи и Биш-чохо лежат на линии ЗСЗ простирания, параллельной Кавказу и Донецко-Мангышлакской складчатой системе.

Днепровско-Донецкая впадина. Переходя к Днепровско-Донецкой впадине, мы должны отметить, что у ее юго-восточной окраины располагается сложно дислоцированный Донецкий кряж, о котором мы будем говорить в дальнейшем. Других дислокаций, если исключить нарушения слоев по окраине Азовско-Подольского массива, в Каневском районе и по левобережью Днепра на горе Пивихе, здесь, на первый взгляд, не имеется. Эта простота геологического строения является, однако, в значительной мере кажущейся и зависит от несоответствия тектоники третичных и меловых отложений тектонике более древних пород.

Не подлежит никакому сомнению, что в недрах впадины на значительное расстояние продолжаются складки Донецкого бассейна, перекрытые несогласно горизонтальными третичными и слабо дислоцированными меловыми породами. Указанием на продолжение Донецкого бассейна являются: выходы сильно дислоцированных палеозойских гипсов и глин у с. Аксюжинец Роменского района [11, 14], которые Н. С. Шатский еще несколько лет тому назад правильно истолковал как покровные породы соляного купола, поднявшегося с большой глубины [576], нарушения верхне-

меловых пород, обнаруженные при бурении в Полтаве, и, наконец, выходы диабазов у с. Исачки в Лубенском районе. Диабазы здесь подобно роменским гипсам появляются совершенно неожиданно, среди сплошного поля третичных отложений. Об этой породе существует целая литература [11, 227]. Одни из геологов (Морозевич, Армашевский) думали, что выходы диабазов представляют дайки домиоценового времени, прорезающие мел и, возможно, часть палеогена; другие (Н. С. Шатский) считали возможным рассматривать их лишь как глыбы более древних, быть может юрских, диабазов, вынесенные вверх соляными интрузиями.

В настоящее время геофизическими исследованиями и глубоким бурением вполне определенно выяснено, что эти дислокации действительно представляют проявления соляной тектоники и находятся в связи с подземным продолжением Донецкого бассейна. Поэтому мы станем рассматривать их одновременно с последним.

7. Некоторые общие замечания относительно структуры и истории развития Восточноевропейской докембрийской платформы

Расположение и форма трех главнейших докембрийских выступов Восточноевропейской плиты — Балтийского, Азовско-Подольского и Воронежского, — взаимная связь их посредством подземных склонов и мостов, как удачно назвал Полесский выступ фундамента Д. Н. Соболев, сходство слагающих массивы пород, как например железистых кварцитов и рапакиви и, наконец, единство тектоники, — все это заставляет думать, что эти массивы представляют остатки гораздо большей докембрийской массы.

Отсутствие на Воронежском массиве и в северных частях Азовско-Подольского щита кембрийских и силурийских пород приводит нас к выводу, что образование первичной Днепровско-Донецкой впадины и обособление обоих упомянутых докембрийских массивов имело место в девонском периоде. Впадина эта возникла на месте современного Донецкого бассейна и средних частей, расположенных западнее последнего, современной Днепровско-Донецкой впадины. После своего возникновения впадина постепенно расширялась по направлению к северу, захватывая все новые участки южного склона Воронежского массива. Это видно по непосредственному налеганию в этой области нижнекаменноугольных пород на докембрийские. Параллельно с этим расширением шел длительный процесс опускания.

Впадина при этом накопила в себе огромные толщи осадков, которые в конце палеозоя или в начале мезозоя были собраны в достаточно сложные складки; процесс складкообразования повторялся, повидимому, неоднократно в мезозое и закончился на границе мелового и третичного периодов.

Второй эпохой интенсивного опускания впадины было верхнемеловое время, когда она в то же время еще несколько расширилась по направлению на север, благодаря чему сеноман местами в Воронежской области непосредственно налегает на докембрийские породы. В восточной части впадины ось мелового прогиба рас-

полагается севернее оси каменноугольного, но, что имеет место западнее погружения Донецких складок, представляется нам неясным.

Если изложенные представления правильны, то с процессами опускания докембрийского фундамента оказываются связанными процессы качественного перерождения платформенных областей и переход их в геосинклинальные области, из которых возникают складчатые сооружения геосинклинального типа. Если принять этот вывод, то придется считать неправильным одно из распространеннейших положений современной геологии — постоянство свойств докембрийских плит и невозможность превращения их в геосинклинали.

В предыдущем мы принимали, что восточные части Азовско-Подольского массива, расположенные южнее Донецкого бассейна, до момента возникновения первичной Днепровско-Донецкой впадины, представляли единое целое с Воронежским массивом и ничем существенным от него не отличались. На той же точке зрения стоял в свое время А. П. Карпинский. Существенно иначе подходит к вопросу Н. С. Шатский [428], который считает, что в древнем каменноугольном периоде на месте Азовского участка массива располагалась предгорная впадина герцинских горных сооружений и что на поверхность докембрийские породы, выходящие здесь, были приподняты позже. Если принять эту точку зрения, то превращение участка докембрийской платформы в геосинклиналь остается, но процесс при этом развивается иначе, чем при справедливости наших предположений, именно путем постепенного продвижения на север располагавшейся южнее платформы геосинклинальной области. Поскольку Н. С. Шатский никаких доказательств правильности своей точки зрения не приводит, рассматривать ее мы не можем. Совершенно иначе смотрел на Азовско-Подольский массив Ф. Н. Чернышев, относивший складчатость его без каких-либо доказательств к каледонскому времени.

Переходим теперь к Восточнорусской впадине. Мы рассматриваем последнюю как единое целое, совместно с Подмосковной котловиной, противополагая ее как область опускания, по крайней мере в течение второй половины палеозоя, расположенной западнее области поднятия, в состав которой входят Балтийский и Воронежский докембрийские массивы с соединяющим их Полесским валом. На северную часть впадины опускания распространились позднее, со среднего карбона.

Иначе рассматривает происхождение Восточнорусской впадины Н. С. Шатский [426]. Прилагая к Восточноевропейской платформе метод «структурного анализа геометрического и генетического», «отсутствующий у А. П. Карпинского и сравнительно слабо развитый в работах А. Д. Архангельского», этот автор приходит к заключению, что область, называемая мною Восточнорусской впадиной, в верхнепалеозойское время состояла из двух самостоятельных мульд или синеклиз — Подмосковной, ось которой, как указано на фиг. 11, имеет северо-восточное простирание, и Восточнорусской, предуральской — меридиональной. Мы приводим здесь характеристику последней синеклизы, даваемую Н. С. Шатским.

«Осевая линия Восточнорусской синеклизы совпадает примерно с осевой линией так называемого Ульяновско-Саратовского прогиба. Однако указанное положение осевой линии характеризует только мезокайнозойский прогиб, так как ось верхнепермского прогиба располагается восточнее, в зависимости от увеличения мощностей этих отложений в сторону Урала. Шарнир мезокайнозойской синеклизы Восточнорусской впадины погружается к югу; на севере, не доходя Волги, между Горьким и Казанью, мезозойский прогиб замыкается. Севернее этого района направление оси Восточнорусской синеклизы наметить очень трудно; она проходит, повидимому, в бассейне рр. Пижмы и Маломы, притоков р. Вятки, и далее в том же ССВ направлении, где она пересекается и сливается с осью Подмосковной синеклизы. Положение оси Восточнорусской синеклизы, как предгорной впадины, в палеозойское время резко изменялось в зависимости от складкообразовательных движений в герцинском геосинклинале. Можно думать, что предгорный прогиб последовательно мигрировал с востока на запад под влиянием сводового поднятия уралид. Я думаю, что в допермское время Восточнорусская синеклиза представляла моноклиналь — склон к герцинской геосинклинали. Рассматривая Восточнорусскую синеклизу как предгорную впадину, оконтуривающую с запада Урал, т. е. как структуру, свойственную окраинам всех складчатых зон, продолжение этой синеклизы севернее Волго-Камского участка мы должны искать вдоль окраин Северного и Полярного Урала, в бассейне р. Печоры, между Тиманом и грядой Чернышева.

«Восточная половина Восточноевропейской платформы прогибалась таким образом в меридиональном направлении, проходящем под большим, частью прямым, углом к простиранию Подмосковной синеклизы и ограничивающей ее с юга антиклинали Воронежского массива и Украинской меловой мульды. Поэтому часть платформы к востоку от меридиана Воронежа испытывала напряжения двух различных направлений, а именно: почти широтные, с которыми связано формирование Подмосковной синеклизы, Украинской мульды и т. д., и меридиональные, связанные с образованием Восточнорусского прогиба».

Выше мы уже говорили, что по представлениям Н. С. Шатского те дислокации, которые имеются в Восточнорусской впадине, обязаны своим происхождением смене широтных напряжений меридиональными.

Подмосковную синеклизу Н. С. Шатский связывает с Польско-Германской впадиной, рассматривая Полесский вал как «поперечный перегиб Московско-Польской синеклизы».

Наконец, нужно отметить воззрения Н. С. Шатского на отношения основных структурных элементов платформы, какими являются выступы и впадины ее фундамента, к структуре самого складчатого фундамента. По мнению названного геолога, основные «структуры», как он их называет, более молодых платформ, возникших в палеозойское и мезозойское время, именно плоские щиты и плоские синеклизы, унаследовали свои простирания и расположение от складчатых «структур» фундамента. «Унаследованность структур в этих платформах более резко выражена, чем зависи-

мость структур от соседних складчатых областей. Дальнейшую, более позднюю стадию развития платформ представляет Русская платформа в период ее развития, начиная с кембрия; в этой фазе нет или крайне слабо выражен закон унаследования платформенных структур от гнейсового основания, наоборот, резко выражена зависимость образования и развития структур от развития соседних складчатых областей» [582].

Нетрудно убедиться, что все эти рассуждения Н. С. Шатского, имеющие своей целью разработать какие-то совершенно новые, оригинальные представления о Русской платформе, совершенно не соответствуют действительности и должны быть оставлены без внимания.

Исходя из того, что было сказано относительно структуры складчатого фундамента, с полной очевидностью вытекает, что Восточнорусская впадина вместе с Подмосковной котловиной, представляющей с ней одно неразрывное целое, образовалась на месте древнепалеозойской складчатой области и потому в своем расположении и простирании теснейшим образом связана со структурой складчатого фундамента.

Обращаясь к отдельным тектоническим элементам внутри впадины, также легко можно показать связь их со структурой фундамента. Сравнивая расположение и простирания тех валов и отдельных антиклинальных поднятий, которые расположены к востоку от Главного рва платформы, можно видеть, что простирания этих тектонических сооружений вполне отвечают простираниям магнитных аномалий. Особенно ясно проявляется это соответствие, когда мы будем сравнивать простирания сооружений с направлением линий минимального значения магнитного поля, как это делает В. В. Колюбакин и автор этой книги [580]. Очень часто наблюдается полное совпадение отдельных куполов и антиклиналей с отдельными линиями минимальных значений. Поскольку является несомненным, что магнитные аномалии в своем происхождении связаны со структурой складчатого фундамента платформы и направление их отвечает простиранию складчатого фундамента, можно считать доказанным, что не только вся Восточнорусская впадина в целом связана в своем происхождении со структурой фундамента, но что то же имеет место и по отношению к рассматриваемым сейчас тектоническим сооружениям внутри впадины.

Переходя к тектоническим сооружениям, расположенным к западу от Главного рва платформы, мы можем убедиться, что Керенско-Чембарский вал и продолжающие его направление структурные террасы Подмосковной котловины лежат на продолжении тех же самых полос аномалий магнитного поля и силы тяжести, которые проходят через поднятия Самарской Луки, пересекают Ульяновско-Саратовский прогиб и, меняя свое ЗЮЗ направление на ЗСЗ, распространяются в пределы Подмосковной котловины. Может казаться, что совершенно не связаны с тектоническими линиями фундамента такие тектонические элементы, которые имеют меридиональное простирание, как например Окско-Цнинский вал или дислокации, расположенные вдоль долины р. Суры. Однако, если мы вспомним, что после поворота на запад и сужения западной ветви

системы Тимано-Волгид некоторые структурные линии последних, отображенные в системе магнитных аномалий, испытывают резкие изгибы и переходят в меридиональные, нам понятно будет, что и меридиональные валы могут отвечать простираниям древнепалеозойского фундамента Восточнорусской впадины. В частности нужно отметить, что одна из меридиональных линий минимального значения магнитного поля располагается вдоль нижнего течения Суры, другая — близко от Окско-Цнинского вала, а третья — в районе Алатырских поднятий.

Если все сказанное правильно, то становится очевидным, что связывать образование рассматриваемых тектонических сооружений в пределах Восточнорусской впадины со сменой меридиональных напряжений широтными совершенно невозможно и что покойный А. П. Карпинский был совершенно прав, отказавшись от своих первоначальных построений.

В заключение этих критических замечаний по поводу попыток перестроить существующие представления о природе Восточнорусской впадины, можно сказать еще несколько слов относительно Подмосковной синеклизы Н. С. Шатского. Все то, что говорит Н. С. Шатский для доказательства своих положений относительно изменений мощности и фаций в средних частях Подмосковной котловины по сравнению с южным и западным ее крылом, одинаково приложимо к ней и в том случае, если мы станем рассматривать котловину как часть Восточнорусской впадины.

Далее, Н. С. Шатский придает большое значение той полосе мезозоя, которая тянется от Москвы на северо-восток через верховья р. Унжи к верховьям рр. Сысолы и Вятки, считая, что она намечает ось Подмосковной синеклизы. Этот факт на первый взгляд может казаться очень важным и даже решающим вопрос в пользу взглядов Н. С. Шатского. Ближайшее изучение рассматриваемого явления показывает, что оно очень сложно и отнюдь не может быть сочтено за доказательство наличия прогиба северо-восточного направления. Прежде всего, рассматриваемая полоса характеризуется наличием больших абсолютных высот, и в большом числе случаев появление здесь мезозойских отложений объясняется только одним этим фактором. Далее в рассматриваемую полосу, без сомнения, как это было показано выше, продолжаются Рязанско-Костромской и Ульяновско-Саратовский прогибы, причем последний на севере близ Волги явно меняет свое направление. Я лично склонен в значительной мере объяснять появление мезозоя тем, что рассматриваемая полоса в части своей является продолжением Ульяновско-Саратовской синеклизы. Надлежащего углубленного анализа интересующих нас соотношений мы в настоящее время из-за отсутствия фактического материала сделать не можем.

Не говорят, нам кажется, в пользу предположений Н. С. Шатского также и фациальные особенности юрских отложений и распространение отдельных горизонтов последних, которое мы будем рассматривать в томе II книги.

Особенно нужно подчеркнуть то обстоятельство, что прогиб, который мы рассматриваем, если он даже и существует (что мы считаем совершенно не доказанным), относится к мезозою и ничего не

говорит о состоянии Восточнорусской впадины в палеозое. Для действительного решения вопроса нужно было бы доказать, что первоначально южное крыло Подмосковной котловины продолжалось значительно дальше на восток и северо-восток, чем это имеет место в настоящее время, и следы его по расположению ли пород различного возраста или по изменениям фациального характера здесь можно так или иначе обнаружить. Н. С. Шатский, прекрасно сознавая это, пытается найти такие доказательства. Я, однако, думаю, что приводимые им примеры более чем неудачны, а лучшего найти и по самому существу дела нельзя. Н. С. Шатский говорит следующее:

«На сводных геологических картах даже мелкого масштаба прекрасно видно, что границы различных отделов антраколитовой системы подходят к Окско-Цнинскому валу с широтным простиранием; далее это общее направление резко нарушается антиклинальным меридиональным изгибом вала, но восточнее, в бассейне р. Алатыря, граница между верхним карбоном и пермскими слоями приобретает вновь широтное простирание, сохраняющееся на значительном расстоянии. Это указывает, что структура южного крыла Подмосковной мульды сохраняется и восточнее Окско-Цнинского вала, по крайней мере на протяжении 150—200 *км* от него. Такое залегание палеозоя к востоку от вала хорошо подчеркивается трансгрессивным налеганием в этом месте мезозойских отложений, переходящих с юга на север с карбона на цехштейн и татарские слои. Далее к востоку антраколитовые слои погружаются под толщу мезозоя Ульяновско-Саратовской синеклизы, расположенной уже в пределах меридионального прогиба Восточнорусской впадины. Однако и здесь, уже в Заволжье, район Казани и устья р. Камы привлекает внимание более высоким положением пермских пород, чем к северу и к югу от него. Невольно возникает предположение, что и восточнее Волги в пределах глубокого прогиба Восточнорусской впадины еще ощущаются структуры иного простирания — широтного, свойственного Подмосковной синеклизе».

Мы видели выше, что поднятие у Казани является лишь южным членом длинной полосы куполообразных и антиклиналеподобных поднятий Вятской системы, а потому, очевидно, в расчет принято быть не может. Что касается выходов палеозоя по Алатырю, то совершенно очевидно, что ни по форме, ни по происхождению поднятия эти с южным крылом Подмосковной котловины ничего общего не имеют.

Нам остается теперь сказать несколько слов относительно вероятного происхождения тех дислокаций, которые имеются в Восточнорусской впадине. Само собою разумеется, что гипотезу об образовании их путем деформации широтных палеозойских элементов платформы при перегибании их в мезозойское время в меридиональном направлении приходится оставить. Нужно подчеркнуть еще, что гипотеза эта, повидимому, совершенно не соответствует новым данным о возрасте Окско-Цнинского вала. По сообщению М. С. Швецова [581], производившиеся здесь в последнее время буровые работы показывают, что область эта испытывала неоднократные и весьма заметные поднятия еще в нижнекаменноугольное время. В этом можно видеть весьма серьезные указания на зна-

чительно бóльшую древность валов, нежели предполагалось до последнего времени, при которой они, конечно, мезозойскими движениями созданы быть не могли. Как указывалось выше, заложенные в палеозое валы были деформированы развившимся в мезозое Ульяновско-Саратовским прогибом.

Отбрасывая это объяснение, приходится отказаться и от объяснений, которые выдвигались А. П. Карпинским и частично мною и сводились к тому, что валы и другие элементы тектоники Восточнорусской впадины возникли под влиянием давлений, шедших со стороны Уральской геосинклинали в связи с происходившими здесь процессами складкообразования. В свое время мне казалось, что в пользу такого объяснения особенно говорит характерная выпуклость валов и рвов, обращенная на запад; они являются как бы вдавленными в область Подмосковной котловины. Теперь соответствующие изменения простирания приходится связывать с изменениями простираний в складчатом фундаменте платформы. Отрицая оба предложенные до сих пор объяснения происхождения валов Восточнорусской впадины, мы должны будем признать, что причиной рассматриваемых дислокаций являются процессы, происходящие в недрах самой впадины и притом аналогичные процессам, обусловливающим складчатость в геосинклинальных областях. Мы имеем здесь, повидимому, самые начальные стадии процесса складчатости, недоразвившиеся до нормальных размеров геосинклинальных областей в связи с малыми относительно размерами опусканий в области Восточнорусской впадины.

Что же представляют собой те валы и рвы, которые особенно характерны для нашей плиты? А. П. Карпинский [140, 141], а за ним и почти все остальные русские геологи издавна рассматривают их как настоящие пологие складки, приписывая тем самым впадинам плиты способность к пликативным дислокациям.

Дальнейшее накопление фактов нисколько не изменяет эту точку зрения. Мы полагаем, что в основе валов и рвов, которые характеризуют наши впадины, лежат дислокации фундамента. Они возникают как пологие вздутия его или складки очень большого поперечника, согласные в своем простирании с элементами тектоники фундамента. Недостаток пластичности в породах фундамента быстро приводит к образованию в этих складках расколов, сдвигов и в особенности надвигов. Эти дислокации фундамента, передаваясь покрывающим последний пластичным осадочным породам, вызывают здесь разнообразные нарушения, которые по форме могут очень резко отличаться от складок и надвигов подстилающих их гнейсовых масс. К вопросу этому нам еще придется вернуться при рассмотрении дислокаций Тимана.

Иное происхождение, конечно, имеют купола Эмбенского района и западных частей Прикаспийской впадины. В основе и здесь лежат складки, образовавшиеся в древнекиммерийскую эпоху тектонических движений. В последующие эпохи складчатость эта была усилена. Образовавшиеся при этом антиклинальные поднятия подвергались энергичному размыванию, почему мощность пород в антиклиналях оказывается по некоторым подсчетам на 1000—1400 *м* меньше, нежели в синклиналях. В соответствии с этим давле-

ние, которое испытывает соль в синклиналях, значительно больше давления в антиклиналях. Известно, что при больших давлениях соль обладает большой пластичностью и текучестью, вследствие чего она должна выдавливаться из перегруженных мест, какими являются синклинали, в районы уменьшенного давления, т. е. в осевые части антиклиналей. Здесь под влиянием вертикального и бокового давлений массы соли устремляются по линии наименьшего сопротивления вверх, пробивая породы кровли и образуя характерные, иногда столбообразные соляные купола.

Нам остается сказать несколько слов о возрасте дислокаций Восточнорусской впадины.

Выше уже было упомянуто, что древнейшие поднятия, установленные в пределах Окско-Цнинского вала и, быть может, имевшие место и в других валах, относятся к середине нижнего карбона.

Первые нарушения, которые можно с полной определенностью констатировать по естественным выходам пород в пределах валов Заволжья и Поволжья, совпадают с эпохой древнекиммерийской складчатости. Очень ясно проявляется эта эпоха дислокаций также и в куполах и складках Эмбенского нефтеносного района, несмотря на то, что их структура резко отличается от структуры массивных валов более северных местностей. Более поздние движения, которые можно различить в валах и складках Восточнорусской впадины, относятся прежде всего к границе юры и мела (новокиммерийская фаза), которые особенно хорошо выступают на Окско-Цнинском валу и в Доно-Медведицкой системе складок. Далее идут изгибы слоев, образовавшиеся в предсантонскую эпоху и весьма отчетливо выступающие в Доно-Медведицких, Керенско-Чембарских и Эмбенских поднятиях. Важно отметить, что в ту же эпоху происходят поднятия в области Воронежского массива. Последние поднятия в валах Поволжья относятся к палеоценовому и послепалеоценовому времени; возраст вторых представляется неопределенным.

В отношении истории развития куполов Эмбенского района Шумилин [563] пишет следующее. «В процессе отложения мезозоя район испытал несколько моментов складчатости, которая, приведя в движение отложения соли сводовых частей пермских складок, вызвала локальные вздымания соляных поднятий. Первые отчетливые признаки нарождающихся куполов относятся к концу юры; затем процесс поднятия повторился на границе неокома и апта, апта и альба и далее в конце сеномана, в сантоне, в самом конце мелового периода и, возможно в очень слабой форме, в преднеогеновое время. Но современный облик купола приобрели только в период между сарматом и акчагылом, когда напряжение в земной коре, созданное предшествующими подвижками, разрядилось резким поднятием соляных масс по линиям наименьшего сопротивления, в виде независимого друг от друга вздымания оторванных частей. В результате получились сильно разбитые купола, у которых некоторые участки (крылья) подняты, а другие остались на месте».

По П. Л. Безрукову [42] образование куполов в основном закончилось в палеогене, но сбросы происходили и позднее.

Верхним пределом эпохи образования сбросов в Поволжье, по А. Н. Мазаровичу [198], является акчагыл.

В кратком историческом обзоре различных взглядов, которые имеются на строение Сибирской платформы, было указано, что объем последней различными авторами понимается различно. Одни, как Н. С. Шатский, понимают этот термин особенно широко, включая в состав платформы не только всю область, лежащую между Енисеем и Леной к югу от Таймырской верхнепалеозойской складчатости, но и область Древнего темени; западная граница платформы, по Н. С. Шатскому, проходит значительно западнее Енисея. Другие геологи, как Зюсс и В. А. Обручев, считают область Древнего темени за особую структурную единицу и Сибирской платформой называют лишь область, расположенную севернее ее. Третьи, как М. М. Тетяев, Моор и др., отделяют от платформы широкую полосу, прилежащую к Енисею, причисляя ее к области верхнепалеозойской складчатости, а также район верховьев Лены, считаемый ими за складчатое сооружение каледонского возраста. Наконец, четвертая группа геологов (Грабау и Борн) сильно уменьшает объем докембрийской платформы, отделяя от нее полосой каледонской складчатости не только Саяно-Байкальский массив, или Древнее темя, но и Алданский массив. Мы считаем последнюю точку зрения наиболее правильной и в то же время признаем необходимым присоединить к области герцинской складчатости полосу, прилегающую к правому берегу Енисея.

Приходится признать, что при подходе В. А. Обручева под названием Сибирской платформы приходится принимать столь сложный и разнородный комплекс, что указанный термин утрачивает свое геологическое значение и переходит в чисто морфологический; его в этом случае следовало бы заменить термином Енисейско-Ленская плоская возвышенность, который и употребляется В. А. Обручевым в его сводных работах [281]. Отождествлять эти два совершенно различных термина, как это делает В. А. Обручев, не представляется возможным. Н. С. Шатский употребляет термин Сибирская платформа в чисто геологическом смысле, но объем этого понятия представляется нам чрезмерно широким. Включать в район древней докембрийской платформы складчатую область, для которой, как для Прибайкалья, доказан палеозойский возраст создавших ее движений, неправильно.

Границы платформы

Если мы примем такую точку зрения, то под названием Сибирской платформы придется понимать область Анабарского докембрийского массива и его подземные склоны, переходящие в предгорные впадины соседних складчатых горных сооружений. Северная граница платформы будет проходить при этом сначала на п-ов Таймыр у южного края Таймырского складчатого сооружения до Хатангского залива и далее, перейдя на южный берег залива, по южному краю мезозойских складчатых сооружений до С. Булуна на Лене. В этом пункте граница, уже восточная, переходит

Лену и следует в предгорьях Верхоянского хребта приблизительно до широты полярного круга, откуда поворачивает на юго-запад. Юго-восточная граница платформы является наименее определенной и спорной. Она приблизительно отвечает северо-западной границе Ленско-Енисейского кембро-силурийского поля первоначальной схемы Н. С. Шатского [424] или той же границе Байкальской древнепалеозойской складчатости коллективной схемы 1937 г. [34]. Если сравнивать принимаемую нами схему со схемой М. М. Тетяева [374], то для южной части платформы, где последняя ограничивается западной границей его каледонской зоны складчатости, наши границы совпадают; восточнее они резко расходятся, так как М. М. Тетяев и Вилюйскую впадину и Алданский массив относит к своей докембрийской складчатой зоне, или платформе. Вилюй граница переходит где-то близ Сюльдюкара и отсюда направляется к верховьям рр. Нюи, Чоны, Нижней Тунгуски и далее на юг вдоль левобережья Лены до Иркутска.

Южная граница платформы проходит у подножья Восточного Саяна в соответствии с тем, как ее проводят авторы всех тектонических схем. Что касается западной границы, то мы проводим ее там, где в приенисейской полосе появляются достаточно интенсивные дислокации древнего палеозоя и карбона; эта граница на нашей схеме южнее Тунгуски приблизительно совпадает с восточной границей Ленско-Енисейского поля первой схемы Н. С. Шатского и древнепалеозойской складчатости схемы 1937 г.; по сравнению с восточной границей герцинской складчатости М. М. Тетяева она несколько сдвинута на запад.

Переходим теперь к краткому описанию выделенной указанным образом области; общие обзоры ее и указания на главнейшие литературные источники можно найти в работах В. А. Обручева [281, 283], С. В. Обручева [285, 286], Н. С. Шатского [34, 424, 425], Г. Г. Моора [226], М. Одинцова и П. Скабичевского [291], Г. Э. Фришенфельда [397] и др.

В строении докембрийской Сибирской платформы (см. разрезы в табл. II) участвуют главным образом докембрийские, кембрийские, силурийские и континентальные пермские породы, известные под названием тунгусской свиты; возможно, что частично эти породы представляют еще верхний карбон и с другой стороны заходят в триас. Кроме того, по северным и восточным окраинам платформы развиты мезозойские, именно юрские и нижнемеловые отложения; триасовые породы, столь широко распространенные в прилегающих к платформе с востока складчатых мезозойских сооружениях, повидимому, распространяются на нее очень мало.

Складчатый фундамент Сибирской платформы состоит из докембрийских пород; более точно о их возрасте говорить очень трудно. Поскольку мы можем непосредственно ознакомиться с докембрием по выходам его в Анабарском докембрийском щите, слагающие его породы, судя по их характеру, следует относить к архейским образованиям. Мы видели выше, что по мнению Н. С. Шатского архейские образования развиты и на прикрытых нормальными осадочными породами склонах Анабарского массива и что более молодые, протерозойские появляются лишь в окраинных прогибах

щита. Насколько это соответствует действительности, сказать очень трудно; непосредственное решение этой задачи вообще в настоящий момент невозможно и по поводу ее можно строить только более или менее вероятные предположения.

Анабарский докембрийский щит. Как уже было сказано, докембрий выходит на поверхность в районе так называемого Анабарского докембрийского массива или щита, который расположен в верхнем течении р. Анабара, левых верхних притоках р. Оленека, а также в верховьях рр. Попигая и Катукана. Докембрийские образования состоят главным образом из различных кристаллических сланцев и гранитов; преобладающее простирание этих пород северо-западное и частью меридиональное. Дислокация пород весьма интенсивная; метаморфизм глубокий. По окраинам щита на докембрийские породы с чрезвычайно резким несогласием налегают нормальные, неметаморфизованные докембрийские породы, полого, незаметно для глаза спускающиеся во все стороны от щита. Местами эти осадочные породы обнаруживают небольшие дислокации — купола, складки и сбросы, часто связанные с внедрением траппов. Чрезвычайно характерно, что в пределах самого докембрийского щита и в ближайших к нему частях прикрытых кембрийскими породами склонов траппы имеют сравнительно небольшое распространение; главное развитие этих пород, недавно описанных подробно В. Соболевым [352], приходится на расположенные далее от щита Хатангскую и Тунгусскую впадины.

Большой интерес представляет петрографический состав нижних горизонтов кембрийских пород, развитых по окраинам Анабарского докембрийского щита. На юге и юго-востоке, вдали от кембрийских геосинклинальных областей, эти горизонты представлены известковыми породами, в то время как на севере и на востоке в них развит в больших или меньших количествах обломочный материал. Это указывает, что принос последнего на платформу шел со стороны геосинклинальных областей, где развиты были горные сооружения.

Хатангская впадина. К северу и северо-востоку от Анабарского массива древнепалеозойские породы относительно быстро опускаются на большую глубину и покрываются более молодыми отложениями. На полуострове Таймыр древний палеозой появляется вновь, но уже в сложно дислоцированном виде. Таким образом по северной окраине платформы перед Таймырскими складчатыми сооружениями обособляется широкая и глубокая впадина ВСВ простирания, имеющая вид весьма пологой и плоской синклинали. Впадина эта получила от Н. С. Шатского название Хатангской (по имени Хатангского залива).

Впадина отличается от более южных частей платформы не только своим синклинальным расположением слоев, но и фациальными изменениями древнепалеозойских отложений и появлением таких стратиграфических горизонтов, которые в средних частях платформы отсутствуют. Так, здесь в кембрии появляется каменная соль, а между силуром и породами тунгусской свиты вклиниваются морские девонские отложения, отсутствующие в остальных частях платформы. Кроме того, мощное развитие получают мезозойские

породы, из которых в восточных частях впадины известны триасовые, а западнее — юрские и нижнемеловые отложения; выходы последних тянутся на большое расстояние по Хатанге и известны, кроме того, на Енисее. С поверхности впадина покрыта почти непрерывным чехлом четвертичных отложений — ледниковых и в особенности морских.

На фоне общего синклинального залегания слоев в пределах Хатангской впадины имеется, повидимому, очень своеобразная и достаточно сложная тектоника. С востока в пределы впадины входят, постепенно затухая, складки западной ветви виргации Верхоянского хребта, постепенно сменяясь по мере движения на запад в пределах впадины характерными куполами с соляным ядром. «Вблизи р. Лены по нижнему Оленеку [566] свиты триаса, юры и нижнего мела собраны в довольно спокойные, с углами падения не более 55° складки, простирания 270—300°. Западнее складки выполаживаются, а еще далее в районе Хатангского залива распадаются на ряд брахиантиклиналей и куполов. По данным Т. Емельянцева, о. Бегичева и полуостров Пакса образуют западное крыло гигантской брахиантиклинали или меридионально вытянутого купола, центральная и восточная части которого в настоящее время погружены на дно моря. Несколько западнее, на полуострове Юрунг-тумус имеется другой купол сложной структуры с соляным ядром, уже частично вскрытым эрозией. В общем в Хатангском районе в настоящее время по геологическим признакам констатировано не менее десяти куполов, образующих более или менее отчетливо выраженные сопки. Сопки встречаются и западнее Хатангского залива по всей низменности тундры вплоть до Енисея». Полагают, что часть их может оказаться связанной также с соляными куполами, что подтверждается находкой купола по р. Хете близ устья р. Медвежьей, в районе р. Пясины между рр. Тарей и Янгодой и рядом признаков соляной тектоники в устье Енисея.

Кроме указанных дислокаций, по окраинам Хатангской впадины известны и крупные молодые сбросы; один из них, южный, протягивается на огромном расстоянии от южной оконечности оз. Пясино до низовьев рр. Анабара и Оленека, а другой, северный, расположен вдоль южной окраины плато Быранга.

Ленская впадина. На востоке Хатангская впадина незаметно переходит в восточную окраинную впадину платформы — Ленскую, которая является в то же время предгорной впадиной Верхоянского складчатого горного хребта. Подобно Хатангской Ленская впадина имеет в основном синклинальное залегание слоев и выполнена мезозойскими отложениями, начиная с триасовых и кончая нижнемеловыми. Мощность этих пород очень велика и доходит до 2500—3000 *м* [566]. На фоне общего синклинального залегания слоев в пределах Ленской впадины встречаются складки, интенсивность которых растет по мере приближения к Верхоянскому хребту, передовыми складками которого они являются.

Тунгусская впадина или бассейн. На западе и юго-западе склоны Анабарского докембрийского массива переходят в очень широкую, повидимому сложно построенную и еще очень мало изученную и понятую Тунгусскую впадину или Тунгусский бассейн.

По первоначальным представлениям С. В. Обручева, установившего существование бассейна, и Н. С. Шатского, Тунгусский бассейн имеет две ветви — северную и южную. Северная ветвь практически совпадает с западной частью Хатангской впадины, как понимают ее сейчас геологи Арктического института. Первоначально Н. С. Шатский предполагал, что мезозойские породы выполняют только относительно небольшую восточную часть Хатангско-Пясинской низины и в соответствии с этим только восточную часть последней, и называл Хатангской впадиной; западнее на его карта располагалась северная ветвь Тунгусского бассейна.

В настоящее время, когда меловые отложения обнаружены до верхнего течения р. Хеты, нет никакого основания удерживать такую точку зрения, и мы распространяем Хатангскую впадину до нижнего течения Енисея, где также известны меловые породы.

Учитывая эти факты, В. П. Тебеньков совершенно правильно считает, что выходы угленосной тунгусской свиты на Таймырском полуострове, отделенные от остальной площади распространения этой свиты очень широкой (300—400 *км*) полосой мощных четвертичных отложений, следует рассматривать как самостоятельный Таймырский угленосный бассейн. Таким образом под названием Тунгусской впадины мы понимаем теперь лишь южную ветвь Тунгусского бассейна С. В. Обручева. Судя по всему, Хатангская впадина, как образование более молодое, на севере срезает более древнюю Тунгусскую впадину.

Северо-восточный склон впадины, как это указывал Н. С. Шатский, является по существу юго-западным склоном Анабарского массива, сложенным древнепалеозойскими породами; с юго-востока впадина ограничивается Приленской полосой складчатого древнего палеозоя, а с юго-запада «складками окраин Енисейского кряжа». Севернее Подкаменной Тунгусски Н. С. Шатский переводит западную границу на левый берег Енисея. В согласии с большинством геологов, занимавшихся этим вопросом, мы считаем последнее неправильным, так как естественной западной границей впадины на всем протяжении являются герцинские складчатые сооружения Приенисейской складчатой полосы. В точности определить ее положение в настоящее время при крайне малой геологической изученности страны не представляется возможным; в будущем проводить эту границу будет нужно там, где приенисейские складки достигают относительно большой интенсивности и размаха.

В указанных границах Тунгусская впадина имеет вид чрезвычайно широкого и плоского синклинального прогиба, который по своей структуре является в достаточной степени неоднородным. Неоднородность эта сказывается как в строении тунгусской свиты, так и в составе подстилающих последнюю пород. На восточном и юго-восточном склонах впадины породами ложа являются кембрийские и силурийские отложения, в то время как на западном склоне к этим типичным для Сибирской платформы отложениям присоединяются частью лагунные, частью же морские девонские и морские нижнекаменноугольные осадки, совершенно чуждые платформе и заходящие сюда из Урало-Сибирской палеозойской складчатой области.

Параллельно с этими различиями в строении пород, подстилающих тунгусскую угленосную свиту, изменяется и состав последней. Согласно краткой сводке В. П. Тебенькова изменения эти сводятся к следующему. В частях, прилежащих к Приенисейской складчатой полосе, как и в пределах последней, тунгусская свита отличается наибольшей мощностью (до 1500 *м*), наибольшей полнотой своего состава и наибольшей угленосностью. На юго-востоке и юге мощность ее значительно уменьшается (до 500—600 *м*), причем здесь, повидимому, развиты только нижние горизонты приенисейского разреза. Тектоника этого участка, который В. П. Тебеньков называет «собственно тунгусским угленосным и туфовым полем», проста и сводится к присутствию очень слабых изгибов слоев различного простирания.

Наконец, на северо-востоке развит совершенно специфический тип тунгусской свиты, характеризующийся «наличием мощной лавовой толщи, совершенно отсутствующей в других частях бассейна. Угленосные осадки окаймляют лавовую толщу узкой полосой только по окраинам области. Мощность угленосных осадков, судя по Норильскому району, равна 180—200 *м*... Тектоника характеризуется наличием очень пологих волнистых складок и густой сети разломов, с которыми генетически, вероятно, связана лава» [369].

Этот участок впадины выделяют под названием Тунгусско-Хатангского лавового поля.

Характернейшей особенностью строения Тунгусской впадины является чрезвычайно широкое распространение в ее пределах траппов, которые, как подсчитывают некоторые геологи, составляют здесь от 30% по площади и до 50% по объему от общего объема пород. Траппы в своем распространении далеко выходят за пределы впадины и встречаются на площади всей платформы, но главная масса их развита в Тунгусском бассейне. «Наибольшим распространением пользуются они, — говорит В. П. Тебеньков [369], — по северо-западной и, вероятно, по северной окраине бассейна в переходной зоне от платформы к зонам варисцийской складчатости. В частности вполне определенно устанавливается, что траппов значительно больше в приенисейской складчатой полосе, чем в Тунгусском лавовом поле». В пределах последнего преимущественным развитием пользуются траппы нормального типа, оказывающие очень малое действие на вмещение породы. К Приенисейской полосе, особенно в Норильском районе, «наряду с нормальным широким развитием пользуются гиперстеновые и некоторые другие разности траппа, несравненно более активные по отношению к вмещающим породам. В этих областях платформы нередки случаи ассимиляции, глубокого изменения и резкого обжига осадочных пород».

Наличие траппов является характерным отличием Сибирской платформы от платформы Восточноевропейской.

Н. С. Шатский принимает, что возраст Тунгусского бассейна «молодой; окончательно он сформировался в послепермское время, когда возникли окраинные складки Енисейского кряжа» [34]. Приведенные выше факты заставляют осторожно относиться к таким выводам, так как из них с несомненностью вытекает, что опуска-

ния в Приенисейской полосе имели место по крайней мере с девонского периода.

Мы видели выше, что Сибирская платформа на севере, востоке и западе перед примыкающими к ней с этих сторон более молодыми складчатыми сооружениями образует широкие пологие впадины, выполненные относительно молодыми породами. В их пределах появляются пологие складки, намечающие переход к упомянутым складчатым сооружениям. Не может быть сомнения в том, что аналогичная впадина существует и на юго-восточной окраине платформы, но выделить ее мы из-за крайне недостаточной изученности области пока еще не можем. Не касаясь пока этого района, мы вернемся к нему при описании Ленской палеозойской складчатой полосы и Вилюйской впадины.

АЛДАНСКИЙ И ОЛЕКМО-ВИТИМСКИЙ ДОКЕМБРИЙСКИЙ МАССИВ

В отношении описанного выше под названием Сибирской платформы массива в литературе существует относительно мало разногласий. Наибольшая часть ее всеми геологами относится к докембрийским складчатым сооружениям, и лишь в отношении периферических частей мнения более или менее сильно расходятся. Иначе обстоит дело с той областью распространения докембрийских пород, которая охватывает бассейн рр. Алдана, Олекмы и Витима.

На тектонических схемах Делоне [511] и М. М. Тетяева [374] Алданский архейский массив образует одно целое с Анабарским, составляя вместе с ним единую Сибирскую платформу, а Олекмо-Витимский район рассматривается частично как каледонское, а частично как альпийское или мезозойское складчатое сооружение. Совершенно обратные соотношения мы имеем на схеме В. А. Обручева [281], где Олекмо-Витимский район в основном входит в состав Древнего темени Азии, а в области Алданского докембрийского массива указаны каледонские складки; в соответствии с этим Борн [466], переводящий схему В. А. Обручева на язык обычных тектонических обозначений, показывает в Алданском районе каледонскую складчатую область.

Совершенно иначе подходит к вопросу Грабау [488], который Алданский и Олекмо-Витимский докембрийский массив, названный им Амурией, отделяет от области, связанной с Анабарским массивом (Ангариа), полосой каледонской складчатости.

Чрезвычайно близкую к этому концепцию имеем мы у Н. С. Шатского [424], который, причисляя Алданский массив вместе с Анабарским к числу древнейших архейских элементов Сибирской платформы, принимает, что он отделен от Анабарского полосой более молодой складчатости. По представлениям Н. С. Шатского архейская Алданская глыба уже в палеозое с юга, запада и севера была окаймлена геосинклинальными областями, в которых в протерозое же произошла складчатость, спаявшая Алданскую глыбу с Анабарской в единую докембрийскую платформу. В каледонское время эта протерозойская складчатая полоса, лежащая в основа-

нии так называемого Ленско-Енисейского кембро-силурийского поля, также испытала весьма заметную складчатость.

Необходимо отметить, что в основе представлений Грабау и Н. С. Шатского лежат взгляды А. Г. Ржонсницкого, который рассматривал, как это мы увидим в дальнейшем, Вилюйскую впадину, отделяющую Алданский массив от Сибирской платформы, как не затронутый еще складчатостью участок каледонской геосинклинали [323]. Я также стою на точке зрения А. Г. Ржонсницкого.

По возрасту докембрийских пород и пережитой ими складчатости Алданско-Витимский массив можно подразделить на две части — собственно Алданскую глыбу, в пределах которой развиты архейские породы, и район течения р. Олекмы, верхнего течения р. Чары и верхней половины течения р. Витима, где развиты более молодые, протерозойские породы.

Алданский архейский массив [125, 155, 284, 424] расположен в бассейне р. Алдана, его правых притоков Тимптона, Учура и Маи и левого притока Амги. С востока он ограничивается мезозойскими складчатыми сооружениями Верхоянской системы, с севера — Вилюйской впадиной; с юга и запада к архейскому массиву прилегают более молодые протерозойские складчатые образования.

В южных частях Алданского плато архейский складчатый фундамент выходит непосредственно на поверхность; состоит он из разнообразных гнейсов, к которым местами присоединяются слюдяные сланцы и кварциты. Простирание этих пород в большей восточной части Алданского щита чаще всего определяется как СЗ, но на западе, в районе меридиональной ветви р. Алдана, указывается часто СВ простирание. Особенно большого значения этим указаниям, однако, придавать нельзя, и установить преобладающее направление дислокаций в настоящий момент трудно. По направлению к северу и северо-востоку поверхность архейских пород опускается, и на них появляются сначала отдельные острова, а затем и сплошной покров кембрийских отложений, которые залегают почти горизонтально с общим очень легким наклоном на ССЗ и СВ. На кембрийских породах на северном склоне Алданского щита залегают юрские отложения. Медленно опускаясь на север, они переходят в сплошной покров юрских пород, выполняющих Вилюйскую впадину.

При общем почти горизонтальном залегании осадочных пород, покрывающих архейские образования, в них местами встречаются пологие складки и даже более интенсивные местные дислокации, часть которых, повидимому, связана с внедрением изверженных пород. В южной половине щита не только докембрийские, но и кембрийские и даже юрские породы прорваны интрузиями нефелиновых сиенитов и близких к ним пород; нередко встречаются и излившиеся разности последних. Появление изверженных пород стоит в связи с многочисленными мощными молодыми дизъюнктивными дислокациями; последние, без сомнения, создались под влиянием тех процессов складкообразования, которые имели место в верхнеюрское и нижнемеловое время южнее Алданского щита, в Монголо-Охотском складчатом поясе. Этими мезозойскими движениями

объясняются дислокации юрских отложений в Олекминском Становике по р. Нюкже, в верховьях Алдана и др.

К юго-западу от Алданского архейского щита располагается, как указано выше, обширное Олекмо-Витимское поле докембрийских пород, в пределах которого, кроме архейских образований, сохранились зажатыми в синклинальных складках и более молодые породы, подвергшиеся интенсивной складчатости. В основном породы эти являются протерозойскими, но очень малая изученность страны не позволяет в настоящее время с уверенностью утверждать, что среди них на всей площади района отсутствует нижний кембрий, который в Прибайкалье подвергся интенсивной складчатости. Это, повидимому, справедливо для северной части Олекмо-Витимского района, для бассейна р. Чары, где почти горизонтальные кембрийские отложения покрывают более древние породы с резким несогласием, но едва ли может считаться сколько-нибудь доказанным для южной части страны, лежащей в бассейне р. Витима. В соответствии с этими неясностями находится то крайнее расхождение мнений о возрасте складчатости Олекмо-Витимского района, при котором одни геологи (В. А. Обручев, Н. С. Шатский, Е. В. Павловский) считают ее докембрийской, другие (Делоне) — каледонской, а третьи — даже альпийской (М. М. Тетяев). Мы здесь изложим те соображения о тектонике Олекмо-Витимского района, которые были высказаны Е. В. Павловским [24, 300].

«Описанные в предыдущем массивы, — говорит этот геолог, — состоят из архейских пород, и складчатость их также относится к архейскому времени. К югу и западу от Алданского массива располагается область более молодых складчатых сооружений, возникновение которых следует относить к протерозою».

«Здесь на огромной территории Олекмо-Витимского нагорья развит комплекс протерозойских пород, уцелевших от денудации в синклиналях, зажатых среди кристалллических пород архея [300]. Протерозойский комплекс лежит трансгрессивно и несогласно на кристаллических сланцах и гранитах архея. Прерывистый характер развития протерозоя обусловливает значительные трудности при сопоставлении нормальных разрезов протерозойской толщи для различных областей нагорья».

«На западной и отчасти северной окраинах нагорья протерозойская свита грубо расчленяется на два отдела, из которых нижний (кварцито-конгломератовый) характеризуется на юге (Прибайкалье) преобладанием кварцитов, тогда как на севере доминирующую роль играют грубые конгломераты. Верхний отдел протерозоя, представленный в Прибайкалье зелено-лиловыми филлитами и светлыми кварцитами, является возможным аналогом комплекса пород зелено-лиловой Деборенской свиты Олекмо-Витимской горной страны. Положение метаморфической свиты Ленского золотоносного района в нормальном разрезе протерозоя неясно. Возможно, что в ее состав входят отложения кембрия».

«Тектоника протерозоя в грубых чертах определяется почти широтным простиранием складчатости на юге Олекмо-Витимской горной страны. В центральной части Олекмо-Витимского нагорья эти широтные простирания плавно переходят в северо-западные.

Для западной и северной окраин нагорья характерны почти меридиональные простирания с постепенным отклонением к периферии на северо-восток.

«Интенсивная протерозойская складчатость сопровождалась мощными интрузиями, главным образом кислой магмы, образовавшими большинство крупных гранитных массивов области.

«Точные границы складчатой протерозойской области не устанавливаются вследствие чрезвычайной интенсивности денудации Алданского кристаллического массива, где протерозой, имевший развитие по крайней мере в пределах западной окраины массива, смыт, повидимому, нацело. На севере и западе протерозойские породы перекрыты мощной толщей складчатого палеозоя. На юге, благодаря сложной последующей истории развития области, с трудом выделяемый протерозой в значительной мере потерял свой первичный облик вследствие многочисленных и сложных последующих тектонических движений.

«Во всяком случае можно говорить с уверенностью, что современная область развития складчатого протерозоя есть лишь один из участков протерозойской складчатой зоны, выведенной на дневную поверхность и подвергнутой интенсивной денудации, но тем не менее сохранившей в пределах Северобайкальского нагорья и Олекмо-Витимской горной страны основные черты структур древней протерозойской складчатости.

«Интенсивная протерозойская складчатость, сопровождавшаяся мощными гранитными интрузиями, создала тот фундамент, на котором разыгрывались дальнейшие, иногда очень своеобразные этапы тектонических процессов. Термин «Байкальская складчатая зона», предложенный Н. С. Шатским [424], наиболее целесообразно применять к протерозойской фазе интенсивной складчатости».

Приводя эти соображения, мы в то же время считаем необходимым подчеркнуть, что фактов, которые совершенно определенно доказывали бы отсутствие каледонской складчатости в южных частях Олекмо-Витимской страны, у нас еще не имеется. Поэтому вполне возможно и то, что эту область следует рассматривать совместно с Прибайкальем как каледонское складчатое сооружение. Несомненным представляется далее, что мезозойские движения расположенного к югу отсюда мезозойского Монголо-Охотского складчатого пояса весьма существенно отразились на структуре Олекмо-Витимской страны, обусловив возникновение многочисленных сбросов, переходящих, быть может, в надвиги, пологих куполов и валов и т. д. К этому вопросу нам придется еще вернуться при рассмотрении тектоники Прибайкалья.

Огромный интерес представляют те изменения протерозойских простираний в Олекмо-Витимской области, о которых говорится в приведенной выдержке из работы Е. В. Павловского. В общем линии простираний протерозоя в этой области образуют огромную обращенную выпуклостью на юг дугу, опоясывающую с юго-запада Алданский архейский массив. Обращаясь к простираниям нижнего протерозоя в Прибайкальской складчатой полосе, к рассмотрению которой мы сейчас переходим, легко видеть, что аналогичные изгибы имеются и в этой области. Вполне очевидно, что Алдан-

ский щит в протерозойской геосинклинальной области играл роль срединного массива, который возникшие в этой геосинклинали складки обходили совершенно так, как позднее герцинские и мезозойские складки обходили древние массивы, расположенные в пределах полосы Тихоокеанской складчатости — на Колыме, в Среднем Китае и пр.

КАЛЕДОНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ ПРИБАЙКАЛЬЯ, ВОСТОЧНОГО САЯНА И ЛЕНСКО-ЕНИСЕЙСКОЙ ПОЛОСЫ ДРЕВНЕГО ПАЛЕОЗОЯ

С северо-запада к описанным сейчас докембрийским складчатым сооружениям примыкает широкая, длинная полоса более или менее сильно метаморфизованных и резко дислоцированных докембрийских и кембрийских пород, слагающих Прибайкалье, Западное Забайкалье, Северобайкальское и Патомское нагорье, достигающая Лены у устья р. Патома. По мере движения на северо-восток оси складок постепенно погружаются, вследствие чего по левобережью Лены кембрийские отложения сменяются нормальными, не измененными процессом метаморфизма силурийскими породами, а эти последние скоро уходят под мощный покров юрских отложений широкой и плоской Вилюйской впадины, которая расположена между Алданским массивом и юго-восточным склоном Анабарского кристаллического щита. На юго-западе каледониды Прибайкалья, изменяя свое СВ простирание на СЗ, переходят в складчатые сооружения Восточного Саяна, который протягивается в ЗСЗ направлении до Енисея, примыкая на западе к горным сооружениям Салаиро-Саянской группы. В верховьях Бирюсы от Восточного Саяна отщепляется на северо-запад ветвь, которая, повидимому, входит в состав Приенисейской герцинской складчатой полосы.

Между описанной системой складчатых сооружений обычного типа и юго-восточными и южными склонами Анабарского щита, где породы залегают почти горизонтально, располагается полоса кембрийских и силурийских пород, которая по условиям залегания и характеру пород существенно разнится от обоих упомянутых тектонических элементов. В отличие от Сибирской платформы древнепалеозойские породы здесь образуют многочисленные складки значительного размаха, но интенсивность складчатости в этом районе не достигает той степени, которая характеризует Прибайкалье, и породы, участвующие в ней, не обнаруживают следов метаморфизма. От Н. С. Шатского рассматриваемая область получила название Ленско-Енисейского кембро-силурийского поля, которым мы в дальнейшем и будем пользоваться.

Оба рассматриваемых района составляют единое тектоническое целое, в котором возраст складчатости определяется как древнепалеозойский, именно каледонский.

Прибайкальская складчатая область. Эта область по представлениям Д. Н. Черского, Э. Зюсса и В. А. Обручева входит в состав Древнего темени Азии, составляя главнейшую часть последнего [281, 415, 547], Н. С. Шатский включает ее в состав своей «байкальской протерозойской зоны складчатости» [424], тогда как

М. М. Тетяев, Е. В. Павловский и мы рассматриваем ее как каледонское сооружение. В описании Прибайкальской зоны мы будем следовать в основном новейшим работам Е. В. Павловского [299, 300]; главнейшую литературу вопроса, кроме того, можно найти в упомянутых работах Н. С. Шатского и В. А. Обручева.

Прибайкальская область каледонской складчатости сложена в основном докембрийскими и кембрийскими породами, которые лишь в небольшом числе пунктов, именно собственно в Прибайкалье, отделены надлежащим образом от докембрия; местами на поверхности этих древних пород сохранились юрские и меловые континентальные отложения и эффузивы; наконец, следует упомянуть о молодых, третичных и даже послетретичных базальтах; кое-где во впадинах рельефа сохранились обрывки континентальных третичных пород.

Вся мощная толща докембрийских пород является, как и везде, сильно дислоцированной и более или менее метаморфизованной. Е. В. Павловскому и А. И. Цветкову удалось установить среди докембрийских образований ряд несогласий и определить простирания отдельных их членов. Архейские породы напластованы, повидимому, согласно. «Послеархейская эпоха складкообразования [299] привела к формированию крупных, крутых складок северо-восточного простирания. В Западном Прибайкалье крупные складчатые формы архея прослеживаются на десятки километров. Для шарниров складок характерны плавные погружения и восстания. На фоне крупной складчатости местами наблюдаются мелкие складчатые формы, усложняющие первоначально простые формы. Осадочные породы прорваны аляскитовыми гранитами; наблюдаются отчетливо выраженные следы процессов мигматизации».

Несогласно на архейских породах лежат нижнепротерозойские, которые «смяты в очень крутые, острые складки, часто осложненные разрывами по крыльям». Обычно складки несимметричны; простирание их меняется; в районе Елохина мыса они направлены на северо-запад; севернее простирание изменяется на СВ. Мы видим здесь следы тех складчатых дуг, о которых говорили выше. Нижнепротерозойская складчатость также сопровождалась интрузиями гранитов, которые принадлежат к щелочноземельному типу.

На архейских и нижнепротерозойских породах трансгрессивно и несогласно залегают породы верхнего протерозоя, которые собраны в складки СВ простирания. «Верхнепротерозойские складки расположились местами почти поперек складчатых форм нижнего протерозоя, изогнутых, как мы видели выше, в виде большой дуги, с выпуклостью, обращенной к юго-западу». Складчатость верхнего протерозоя сопровождалась внедрением крупных массивов габбро-диоритовой магмы.

Между протерозойскими и кембрийскими породами вновь наблюдается несогласие. Нижнекембрийские породы собраны в складки того же северо-восточного простирания, как и верхнепротерозойские. Складки несколько запрокинуты на северо-запад; местами наблюдаются небольшие надвиги в том же направлении. При движении на северо-запад складки быстро затухают.

Как известно, сторонники существования Древнего темени приписывают складкам древнего палеозоя Прибайкалья иное происхождение, чем складкам более древних пород, которые возникли в нормальных геосинклинальных условиях. По представлениям Зюсса складки палеозоя возникли на границе Древнего темени и расположенной севернее Ленско-Енисейской платформы под влиянием различных колебаний этих двух массивов. Все другие геологи считают такую точку зрения несостоятельной. «Необходимо отметить [299], что в настоящее время мы можем говорить о нижнепалеозойских складчатых формах, не только вытянутых вдоль нагорья. По данным В. П. Маслова (правобережье р. Киренги), складки нижнепалеозойских пород (включая нижний силур) уходят в глубь кристаллического массива. Это обстоятельство весьма существенно и говорит о том, что представления о «рамочном» типе складчатости (Randfaltung) не находят подтверждения в новых наблюдениях».

Восточный Саян. Продолжением полосы байкальской складчатости являются, как было указано выше, складчатые сооружения Восточного Саяна, в пределах которого характерные байкальские СВ простирания заменяются саянскими СЗ. Горные сооружения Восточного Саяна состоят главным образом из докембрийских и кембрийских пород, на которых в северо-западной части системы кое-где залегают силурийские и континентальные девонские отложения. Область эта еще очень несовершенно изучена, поэтому составить отчетливое представление о ее тектонике невозможно. Согласно сводке В. А. Обручева [284] дислокация докембрийских пород в Восточном Саяне весьма интенсивная. Простирание складок выдержанное СЗ. Очень часто складки опрокинуты на север и северо-восток. Согласно указаниям ряда геологов, особенно Молчанова, складчатость кембрия гораздо менее интенсивная, чем более древних пород. «Эти отложения собраны большею частью в короткие, а иногда и пологие складки различных направлений (СЗ, СВ, широтные, меридиональные). Эти брахискладки составляют резкий контраст с выдержанным направлением и размерами складок протерозоя, являясь, очевидно, прислоненными, вообще приспособленными к более ранней среде». Еще более слабыми являются дислокации девона.

Повидимому, эта относительно слабая дислокация палеозойских пород представляет явление не повсеместное, так как в восточных частях района, именно в Тункинских и Китойских Альпах, кембрий нарушен чрезвычайно сильно.

Большинство геологов считает, что основной эпохой формирования складчатой структуры Восточного Саяна является каледонская, но М. М. Тетяев приписывает Саяну вместе с южными частями Байкальской зоны складчатости чрезвычайно молодой, послеюрский, альпийский возраст. Не входя здесь в изложение длительной полемики по этому вопросу, которую интересующиеся найдут в сводке В. А. Обручева [284, т. III], мы очень коротко изложим ее основания. В истоках Ангары М. М. Тетяевым было констатировано надвигание древних кристаллических сланцев на юрские породы. Это явление было им истолковано как доказатель-

ство существования огромного покрова шарриажа, надвинувшегося сюда в послеюрское время с юга или запада [370]. Позднее М. М. Тетяев пришел к заключению, что этот шарриаж должен распространяться еще далеко на восток в Забайкалье и на запад в область Восточного Саяна, где юрские отложения Иркутского угленосного бассейна также уходят под палеозой северного фронта Саяна. Эти гипотезы вызвали энергичный отпор со стороны В. А. Обручева. Последующие исследования выяснили, что в Иркутском бассейне по северной окраине Саяна юра в большинстве случаев налегает на кембрийские породы нормально, но изредка здесь наблюдаются и надвиги кембрия на юру. Надвиг в истоках Ангары можно считать доказанным, но все почти геологи, изучавшие эту область, отрицают наличие здесь перекрытий типа шарриажа и сводят явления к надвигам по крутым плоскостям. В юго-западном Забайкалье, в бассейнах Джиды, Селенги и Уды, юрские отложения часто нарушены сбросами и изогнуты в пологие складки. Полного объяснения этих явлений мы еще не имеем, но они делают несомненным, что мезозойская складчатость, происходившая в Восточном Забайкалье, вызвала достаточно интенсивные движения и в Прибайкалье, и в Саянах. Чрезвычайно интересные и достаточно мощные движения имели место в Байкальской складчатой области также в третичный и четвертичный периоды. К этой эпохе относятся прежде всего обширные сводовые поднятия, приведшие к образованию на месте бывшей почти равнины прибайкальских горных хребтов, которые, продолжаясь на ВСВ, переходят за р. Олекмой в высоты Станового хребта. Наличие высот до 1700—2000 и даже до 2500 *м* в области этой горной системы указывает на весьма большой размер этих поднятий. К той же эпохе относятся и поднятия, создавшие современную горную систему Восточного Саяна. Вторым проявлением рассматриваемых движений является образование системы (фиг. 45) глубоких впадин, из которых впадина Байкала заполнена в настоящее время одним из крупнейших озер мира, достигающим свыше 1700 *м* глубины. Е. В. Павловский [298] следующим образом рисует возникновение этих замечательных форм рельефа.

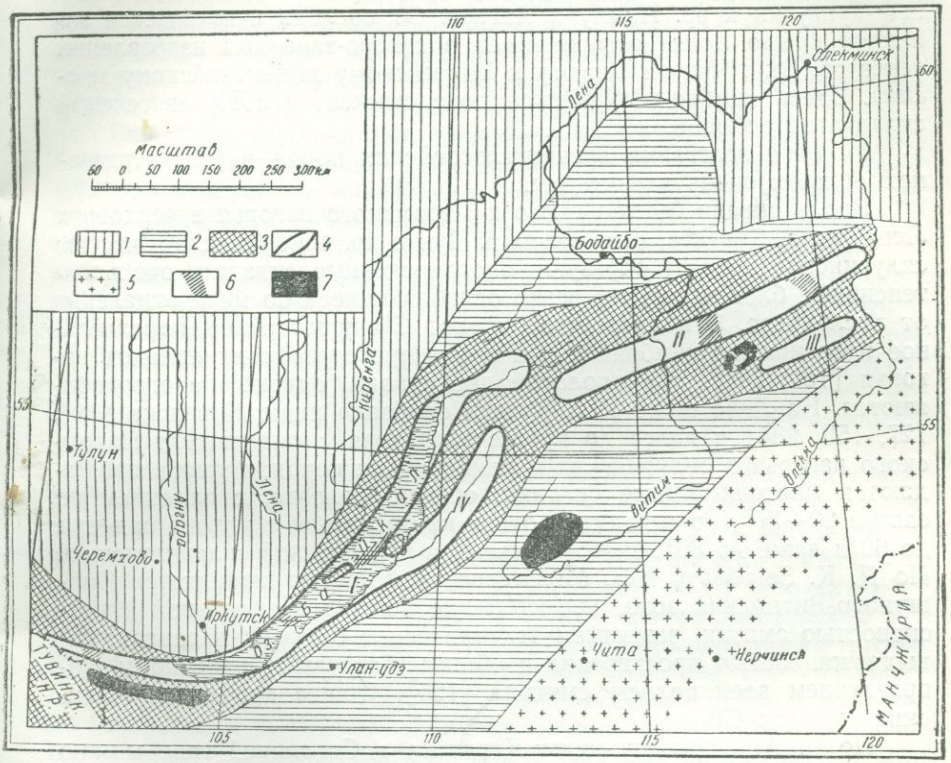
«Добайкальская фаза развития области характеризуется формированием рельефа matuland, элементы речной сети которой не имеют никакого отношения к современной системе рек. Время формирования зрелого рельефа предположительно третичное, может быть — верхнетретичное. На юге, в южной части современного Байкала, Тункинской и других котловинах обособляются зародыши будущих впадин в виде пологих мульд.

«Конец третичного и первая половина четвертичного периода характеризуются мощными движениями земной коры, приведшими к формированию сводового поднятия, имеющего в плане вид широкой (свыше 100 *км*) полосы, тянущейся от южной оконечности Байкальской системы впадин на северо-восток и ВСВ в виде пологой дуги, изогнутой к северо-западу вплоть до р. Олекмы в районе ее порогов.

«Вероятно, одновременно с формированием сводового поднятия происходило оседание его центрально-осевой части, приведшее

к заложению и развитию ряда впадин байкальского типа. Зародышевые впадины третичного периода были включены в область позднейших опусканий лишь с некоторыми изменениями первоначальной конфигурации третичных мульдообразных депрессий».

«Впадины отделены друг от друга пониженными, по сравнению с крыльями свода, междугорными перемычками, ориентированными



Фиг. 45. Схема расположения впадин в Восточной Сибири, по Е. В. Павловскому [298].

Впадины: *I* — Байкальская; *II* — Муйско-Чарская; *III* — Каларская; *IV* — Баргузинская.

1 — Приленская плоская возвышенность; *2* — область развития высокого нагорья с остатками зрелого рельефа на поверхности; *3* — область сводового поднятия (Становой хребет); *4* — впадины; *5* — области рельефа приамурского типа; *6* — междугорные перемычки внутри впадин; *7* — главные области четвертичных и частью третичных базальтов.

главным образом диагонально по отношению к простиранию оси свода. Аналогичные перемычки имеются и внутри впадин. Перемычки образовывались неодновременно; они представляют один из элементов всего сложного механизма формирования свода и впадин. Есть указания, что некоторые из перемычек образовались очень недавно».

Ленско-Енисейское кембро-силурийское поле. Нам остается рассмотреть теперь структуру Ленско-Енисейского кембро-силурийского поля, которое, несомненно, составляет

с Байкальско-Патомской складчатой областью единое тектоническое целое.

Ленско-Енисейское поле кембрийских и силурийских пород располагается к северо-западу от Байкальско-Патомской складчатой полосы и к северу от Восточного Саяна. Оно начинается на северо-востоке у Вилюйской впадины и тянется отсюда на юго-восток вдоль течения рр. Лены и Киренги, через верховья рр. Чаны и Нижней Тунгуски к рр. Илиму и Ангаре. От последней начинается западное крыло поля, которое идет в северо-западном направлении через рр. Оку, Чуну и Бирюсу к Енисейскому докембрийскому массиву. Здесь кембро-силурийское поле смыкается с Приенисейской складчатой полосой.

Условия залегания древнепалеозойских пород в рассматриваемой области очень характерны.

Вдоль окраин Байкальского и Патомского нагорья в верховьях Лены, по р. Киренге, в низовьях р. Чуи и др. кембрийские и частью силурийские породы образуют многочисленные складки, очень интенсивные близ нагорья и резко ослабляющиеся по мере отдаления от последнего. Эти дислокации имеют СВ простирание, параллельное простиранию кембрийских и верхнепротерозойских складок нагорья [150, 284]. Этой полосой дислокации, однако, не ограничиваются. На Лене ниже Усть-Кута и особенно ниже Киренска [126, 127, 150, 284] и далее до пересечения реки с окончанием Патомского нагорья в силурийских и кембрийских породах также наблюдаются многочисленные складки, обычно пологие, с падением не свыше 20—30°, но местами и очень интенсивные, с углами падения до 60 и даже до 80°, запрокидыванием и вторичной складчатостью. По Д. К. Зегебарту и З. М. Старостиной «особо выделяется Коршуново-Витимская зона, характеризующаяся более сильной интенсивностью смятия, развитием тектонических брекчий, надвигов, невыдержанностью простирания и общим (близким к широтному) направлением всей полосы смятия» [126]. Общее простирание ленских складок СВ.

По В. А. Обручеву ниже Киренска в Соколиной горе можно наблюдать несогласие между средним и верхним кембрием, но позднейшие наблюдения [126] говорят о полном, повидимому, согласии всей толщи древнего палеозоя, от нижнего кембрия и до силура включительно. За несогласие было принято, повидимому, обычное возрастание степени дислоцированности слоев в более древних породах. С приближением к Олекминску дислокации описанного типа исчезают, и слои лежат горизонтально или образуют очень пологие и широкие изгибы типа валов.

Складчатость описанного типа распространяется еще на довольно далекое расстояние и на северо-запад от течения Лены. Многочисленные антиклинали СВ простирания обнаружены были на р. Илиме и его притоках близ Илимска и севернее последнего, на Непе, в верховьях р. Чоны, на Пеледуе, в верхнем течении р. Нюи, на Вилюе ниже Сюльдюкара, на Ыгнатте и др.

Вся описанная система складок, как и система складок Патомского нагорья, на северо-востоке подходит к обширной депрессии, расположенной по среднему и нижнему течению р. Вилюя, а также

по его правым и нижнему течению левых притоков, впадающих ниже Сюльдюкара. Существование этой депрессии, получившей впоследствии от Н. С. Шатского название Вилюйской впадины, было установлено А. Г. Ржонсницким [323]. Он показал, что по мере приближения к этой впадине с северо-запада и юго-запада кембрийские породы сменяются силурийскими, а затем и мощной толщей юрских и частично меловых пород; на юге юрские породы непосредственно налегают на кембрий южного склона Алданского докембрийского массива. В общем Вилюйская впадина имеет вид огромного синклинала, расширяющегося к СВ, с приближением к Лене, где Вилюйская впадина переходит в Ленскую.

Вилюйская впадина еще слишком плохо изучена, чтобы можно было составить отчетливое представление о ее тектонике, но имеющиеся факты все же определенно говорят о том, что складчатость северо-восточного направления, характеризующая Ленское кембро-силурийское поле и Патомское нагорье, продолжается и в этот район. А. Г. Ржонсницкий указывает, что юрские отложения подверглись здесь пологой складчатости того же направления, что и палеозойские, а Г. Э. Фришенфельд [397, 398] в юго-западной части впадины, в районе Кемпендяя, установил наличие достаточно интенсивных складок, выносящих на поверхность среди юрских отложений кембрийские породы и осложненных прорывами каменной соли.

Продолжением Ленского кембро-силурийского поля является, как указывалось ранее, широкая полоса пород того же возраста, которая располагается к северу от Восточного Саяна, по верхнему течению Лены, в системе Ангары и Кана. В этой области в слоях палеозойских пород также имеются складки, но в соответствии с иным, СЗ простиранием Саяна и самой древнепалеозойской полосы, меняется и направление этих складок, которые имеют также СЗ простирание [160, 284, 286, 291]. Мы отметили здесь складки на Лене у Жигалова, на Ангаре у Усть-Уды и ниже Братска, по Чуне, по Бирюсе и пр. У окраины Восточного Саяна и здесь, как у окраины Байкальского нагорья, складчатость становится более резкой.

В южной части западного крыла Ленско-Енисейской кембро-силурийской полосы располагаются вытянутые в северо-западном направлении юрские угленосные бассейны — Иркутский, Черемховский, Канский. Породы, слагающие эти бассейны, образуют ряд очень пологих складок малой амплитуды, которые с удалением от Саяна на север делаются все менее заметными.

Относительно происхождения и возраста складчатости Байкальской и Ленско-Енисейской складчатой области, а также о природе Вилюйской впадины среди геологов, занимавшихся изучением этих вопросов, наблюдается большое расхождение мнений. Большинство, повидимому, в настоящее время склонно считать Байкало-Патомскую и Ленскую полосы единым тектоническим целым. Первая из них соответствует внутренним частям бывшей здесь древнепалеозойской геосинклинальной области, а вторая — периферическим частям последней и переходу к платформе. В соответствии с этим стоит постепенное уменьшение интенсивности складчатости по мере движения с юго-востока на северо-запад. Возраст склад-

чатости в соответствии с тем, что в Прибайкалье интенсивная складчатость захватывает нижний кембрий, а в Ленской полосе нарушенными являются не только кембрийские, но и силурийские породы, определяется как каледонский. Правильно было бы говорить в данном случае о послесилурийской складчатости, так как верхний предел возраста представляется совершенно неопределенным. Дислокация юрских отложений в Вилюйской впадине и в угленосных бассейнах Присаянья совершенно определенно показывает, что тектонические движения повторялись вплоть до второй половины мезозоя. Несколько отличного мнения по рассматриваемому вопросу придерживается Н. С. Шатский [424, 425], который думает, что «складчатость, спаявшую в одно целое» Алданский и Анабарский архейские массивы, следует относить к самому концу протерозоя или к первой половине кембрия (байкальская складчатость); одновременно с этим названный геолог указывает, что «весьма энергичное складкообразование» имело место в рассматриваемой области также и в каледонское время. На своих картах главную складчатость Н. С. Шатский относит к протерозою или кембрию. Е. В. Павловский в последней своей работе решительно становится на сторону каледонского возраста складчатости, не видя оснований приписывать ей кембрийский возраст.

На совершенно иной точке зрения стоит в отношении складчатости кембрия и силура В. А. Обручев, который считает, что складки кембрия по окраине Прибайкальского и Витимского нагорий явно приурочены к окраине Древнего темени и относятся к типу «рамочных складок Зюсса», а не геосинклинальным образованиям. Более удаленные от нагорья складки могли возникнуть значительно позднее этой окраинной складчатости.

Вилюйская впадина. Не менее резко расходятся взгляды геологов и на природу Вилюйской впадины. А. Г. Ржонсницкий, установивший ее существование [323], высказал предположение, «что описанный синклинал является остаточной краевой частью обширного геосинклинала, простиравшегося от южного Прибайкалья далеко на северо-восток, в центральных частях которого выдвинулись мощные складчатые хребты, превращенные в настоящее время в Прибайкальское и Олекминско-Витимское нагорья».

Н. С. Шатский считает Вилюйскую впадину образованием платформенного типа, впадиной Сибирской платформы, возникшей «в виде огромного прогиба на древнем основании, не испытавшем с кембрия сильных дислокаций». В то же время он отмечает, что в средней полосе впадины фундаментом мезозойского покрова является «складчатый древний палеозой Ленско-Енисейской каледонской складчатой полосы».

На совершенно особой точке зрения стоит В. А. Обручев, который в своей последней сводке [284] совершенно отрицает существование Вилюйской впадины «не только в качестве остаточной краевой части обширного геосинклинала. . ., но и вообще». Он указывает, что вместо этого синклинала имеются два складчатых пояса: один окаймляющий окраину Древнего темени и второй «ответвляющийся от первого где-то восточнее Киренска или возникающий самостоятельно, пересекающий Лену в «Щеках», проходя-

щий через рр. Пеледуй и Нюю параллельно первому, но затем поворачивающий на ВСВ, значительно расширяющийся и образующий Ленско-Вилюйский водораздел до верховий рр. Чемпырь и Лунха, а может быть и до Лены, но в этой части, очевидно, в виде более плоских складок».

В предыдущем мы видели, что в пределы Вилюйской впадины продолжаются не только складки Ленской полосы, но, повидимому, и Патомского нагорья, последние со значительно уменьшенной амплитудой. Это заставляет весьма серьезно отнестись к гипотезе А. Г. Ржонсницкого; имеющиеся в настоящее время факты, нам кажется, не дают материала к отрицанию геосинклинального характера этой впадины. В силу каких причин складчатость здесь не достигла той степени интенсивности, которая характеризует Патомское нагорье и местности, расположенные южнее, остается неясным.

ГИПОТЕТИЧЕСКАЯ ПЛАТФОРМА ОСТРОВОВ ДЕЛОНГА

В геологической литературе упорно держится мысль о том, что на крайнем северо-востоке Азии, кроме молодых складчатых сооружений, существует еще и древний докембрийский массив. Мысль эта нашла отражение в тектонической схеме Штилле 1926 г. (см. фиг. 19), где указано, что докембрийская платформа Северной Америки продолжается на Чукотский полуостров и в прилежащие к нему части полярного моря приблизительно до Новосибирского архипелага. Позднее М. М. Ермолаев [123], исходя из почти горизонтального залегания древнего палеозоя на о. Беннета, слабой складчатости древних пород на о. Котельном и сильного развития сбросовых дислокаций, пришел к заключению, что в районе Новосибирских островов располагается «северо-восточная платформа», которую он противопоставляет Верхоянской складчатой дуге.

С наибольшей определенностью сформулирована гипотеза об этой северо-восточной платформе Н. С. Шатским [425], который называет ее докембрийской плитой островов Делонга. «Наличие этой плиты доказывается тем, что на о. Беннета, по данным Толля, древние палеозойские отложения (средний кембрий и нижний силур) лежат горизонтально». Первоначально Н. С. Шатский предполагал, что этот «гиперборейский массив» может распространяться на материк, но позже от этого пришлось отказаться. Соединение платформы о. Делонга с Канадским щитом представляется мало вероятным, но все же возможность этого на тектонической схеме учитывается.

Приходится признать, что материалов для прочного обоснования существования рассматриваемой древней платформы у нас имеется очень мало, но вероятность этого очень велика. Ни формы, ни истинных размеров массива мы не знаем; с Канадским щитом он наверное не соединяется.

АРАВИЙСКИЙ И ИНДОСТАНСКИЙ ДОКЕМБРИЙСКИЙ ЩИТЫ И ДРУГИЕ ДРЕВНИЕ МАССИВЫ АЗИИ

Восточноевропейская и Сибирская платформы ограничивали с севера палеозойскую геосинклинальную область, в которой возникли палеозойские складчатые сооружения, тянувшиеся некогда

через весь материк Евразии в широтном направлении, давая на севере широкое ответвление, располагавшееся в пределах современной Урало-Сибирской плиты. С юга эта геосинклинальная область ограничивалась огромным платформенным массивом Гондваны, от которого в настоящее время в Азии сохранились Аравийский и Индостанский щиты, разделенные глубинами Индийского океана.

Аравия

Аравия [466, 495, 509, 525] представляет огромный массив докембрийских кристаллических пород, поверхность которого наклонена с запада и юга на восток и север по направлению к примыкающим к нему с указанных сторон складчатым сооружениям Альпийско-Гималайской системы. В соответствии с этим наклоном в западных и южных частях Аравийской глыбы докембрийские породы на очень больших пространствах выходят на поверхность, по направлению же к северу и востоку скрываются под мощными толщами нормальных осадочных пород, которые залегают горизонтально или же являются очень слабо нарушенными. Покров этот в нижних частях состоит из континентальных палеозойских и мезозойских пород, известных под названием нубийских песчаников, а в верхних — из юрских, меловых и третичных отложений преимущественно морского происхождения. На границе между платформенным массивом и примыкающими к нему молодыми складчатыми сооружениями располагаются широкие предгорные впадины, выполненные третичными и в частности верхнетретичными породами. В пределах этих впадин породы образуют многочисленные пологие складки. С юго-востока, юга и юго-запада Аравийский массив обрезан сбросами. Аденский залив и Красное море являются грандиозными грабенами, входящими в систему великих африканских грабенов. Из северо-западного угла Красного моря (залив Акаба) полоса грабенов распространяется на север через Мертвое море, долину Иордана и т. д. и доходит до подножья горного массива Тавра.

В связи с образованием грабенов, начало которого относится еще к триасу, имели место мощные излияния вулканических пород, преимущественно базальтов, которые весьма широко распространены в западной половине Аравии.

Индостанский щит

Индостанский щит [466, 526, 554] в основном состоит из докембрийских пород, на поверхности которых местами располагаются континентальные отложения системы Гондваны, включающие толщу пород от верхнекаменноугольных до юрских включительно. Породы эти являются аналогами тунгусской серии Сибирской платформы и системы Кару Африки. По окраинам Индостанской глыбы развиты морские отложения мелового периода и частью юрского (полуостров Куч); это показывает, что Индостан в его современных очертаниях существовал уже со второй половины мезозоя. Чрезвычайно широким распространением пользуются на Индостанском щите базальты, излияния которых происходили пре-

имущественно в конце мелового периода. Наличие их сближает Индостанский массив с Сибирской платформой, Аравией и Африкой, где аналогичные изверженные породы, хотя и иного возраста, также имеют очень большое распространение.

С севера к Индостанскому щиту примыкает широкая предгорная впадина Гималаев, в пределах которой располагаются среднее и нижнее течения рр. Инда, Ганга и Брамапутры. Впадина выполнена огромной толщей верхнетретичных и четвертичных континентальных отложений. Между рр. Брамапутрой и Сурмой в Ассаме среди этих молодых пород расположен еще большой массив докембрийских пород, доказывающий, что в прошлом Индостанский щит распространялся вплоть до Гималаев.

Кроме описанных платформенных массивов, ограничивающих область верхнепалеозойской и мезозойской складчатости Азиатского материка, существуют еще древние глыбы, которые расположены внутри этой области и несмотря на это сравнительно слабо изменены послеэозойскими горообразовательными движениями.

Три из этих глыб, Таримская, Ордосская и Северокитайская, обычно называемая просто Китайской, расположены одна за другой между 35 и 40° с. ш., а две другие — Южнокитайская и Индокитайская — находятся в юго-восточном углу Азиатского материка.

Таримский докембрийский массив

Существование Таримского докембрийского массива [516, 521, 522] предполагается в недрах той обширной впадины, которая в Центральной Азии отделяет горную систему Тяньшаня от системы Куень-луня и орошается р. Таримом и его притоками. На поверхности в Таримской впадине развиты главным образом новейшие четвертичные и верхнетретичные континентальные породы, материал которых заимствован из окружающих впадину горных хребтов. Предположение о существовании на глубине древнего платформенного массива основано на том, что складчатые герцинские сооружения Тянь-шаня на севере и Куень-луня на юге, дугообразно изгибаясь, обходят область Таримской впадины. В пользу такого предположения говорит также тот факт, что в горах Курук-даг, по северной окраине впадины, альгонские и древнепалеозойские породы по наблюдениям Норина являются очень слабо нарушенными.

Массив Ордоса

Массив Ордоса [466, 474, 498, 499, 560] расположен внутри той огромной излучины, которую образует р. Хуанхэ между 105 и 110° в. д. Древний складчатый докембрийский фундамент Ордоса почти целиком перекрыт более молодыми осадочными породами эозойского (синийская серия) и нижнепалеозойского возрастов, горизонтальное или слабо нарушенное залегание которых резко отличается от чрезвычайно сильно нарушенного залегания окружающих Ордос верхнепалеозойских и мезозойских складчатых сооружений, которые с запада и с севера мощными надвигами опрокинуты на Ордосский щит.

Северокитайский докембрийский щит

Северокитайский докембрийский щит располагается в области, прилегающей к берегам Желтого и южной части Японского морей. Строение его во многих отношениях представляется еще неясным. Вонг [560] подчеркивает, что Шантунгская глыба, как он называет рассматриваемый массив, с эозойского (синийского) времени не подвергалась складчатости, избежав ее даже в эпоху еншанского (мезозойского) диастрофизма, наиболее сильного для Восточного Китая. Мезозойские складки обтекают по крайней мере южную часть щита. Не подлежит сомнению, с другой стороны, что массив сильно раздроблен сбросами, которые, вероятно, относятся к мезозою; мезозойский же возраст приписывается некоторым из развитых здесь гранитных интрузий.

Южнокитайский древний платформенный массив

Южнокитайский древний платформенный массив располагается в бассейне правых притоков среднего течения р. Янцзы-Цзян. На поверхности здесь развиты преимущественно пермские, триасовые и юрские отложения, частью залегающие совершенно спокойно, частью образующие пологие складки, купола и мульды, которые Борн считает типичными германотипными. Массив со всех сторон обтекается мезозойскими складками, которые изгибами своих простираний хорошо очерчивают древнюю глыбу [466, 468, 498].

Индокитайский массив

Существование Индокитайского массива вытекает из того, что в средних частях Индокитайского полуострова как мезозойские, так и палеозойские породы залегают покойно, в то время как те же породы по периферии площади покойного их залегания являются сильно дислоцированными, причем надвиги обращены от периферии к центру.

Некоторые геологи предполагают, что упомянутые сейчас относительно небольшие платформенные массивы некогда, в конце докембрия, составляли части единой огромной платформы, которая охватывала почти весь Китай. Положение ее можно изобразить приблизительно, как это указано на фиг. 46.

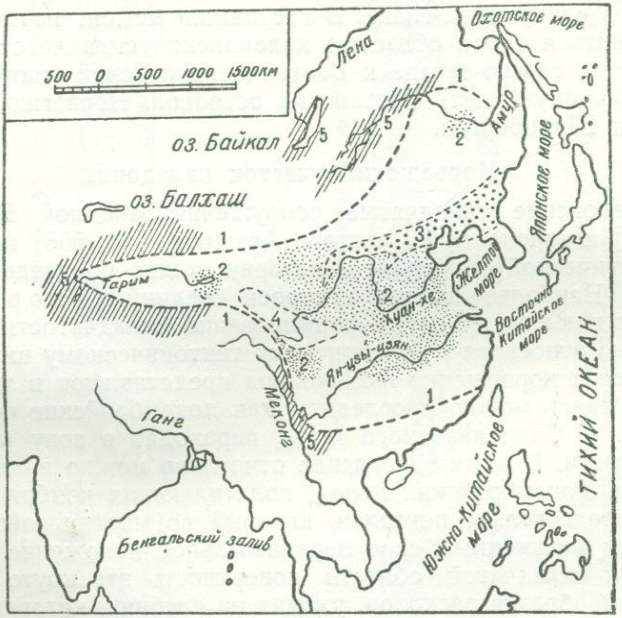
В дальнейшем образование геосинклинальных прогибов в течение палеозойской эры расчленило эту Китайскую платформу на отдельные участки, о которых мы говорили выше.

ДОКЕМБРИЙСКИЙ МАССИВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ШОТЛАНДИИ (ЭРИА)

Нам остается сказать несколько слов относительно докембрийского массива Эриа, следы которого имеются в северо-западной Шотландии и на близлежащих Гебридских островах. Массив этот ограничивает с запада складчатую систему каледонид, которые имеют СВ простирание, и состоит из так называемых левисских гнейсов, простирание которых направлено на СВ, т. е. ориентировано перпендикулярно простиранию каледонских складок.

Уже один этот факт показывает, что мы имеем в левисских гнейсах более древнее образование, чем каледониды. Окончательно убеждает в этом то, что складки каледонид надвинуты на гнейсы Эриа такими же мощными покровами, как и на породы Балтийского щита в Норвегии.

От Эрии на суше сохранился в настоящий момент только небольшой участок, и какую форму и размеры имел первоначально этот массив, остается неизвестным. До недавнего времени предпо-



Фиг. 46. Китайская (Синийская) платформа на границе кембрия и докембрия.

1 — предполагаемая граница платформы; *2* — области развития континентальных синийских отложений верхнего протерозоя; *3* — область северокитайского прогиба; *4* — область суши (Нань-шань, Циньлинь); *5* — геосинклинальные синийские осадки.

лагалось, что Эриа представляла некогда северо-восточную окраину Канадского щита Северной Америки, который распространялся до Британских островов через область современного Атлантического океана. В настоящий момент такой взгляд следует признать ошибочным, так как открытие каледонских складчатых сооружений на восточном побережьи Гренландии делает несомненным, что Эриа отделялась полосой каледонских складок не только от Балтийского, но и от Канадского щита. Судя по всему, мы имеем в левисских гнейсах остаток крупного докембрийского массива, разделявшего каледонскую атлантическую геосинклинальную область на две самостоятельные ветви — американскую и европейскую.

КАЛЕДОНСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ СООРУЖЕНИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДА ЕВРОПЫ И АРКТИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ

Районы, в которых эпоха древнепалеозойской складчатости была эпохой последних энергичных складкообразовательных движений, в пределах Евразии не многочисленны, и занимаемая ими площадь относительно невелика.

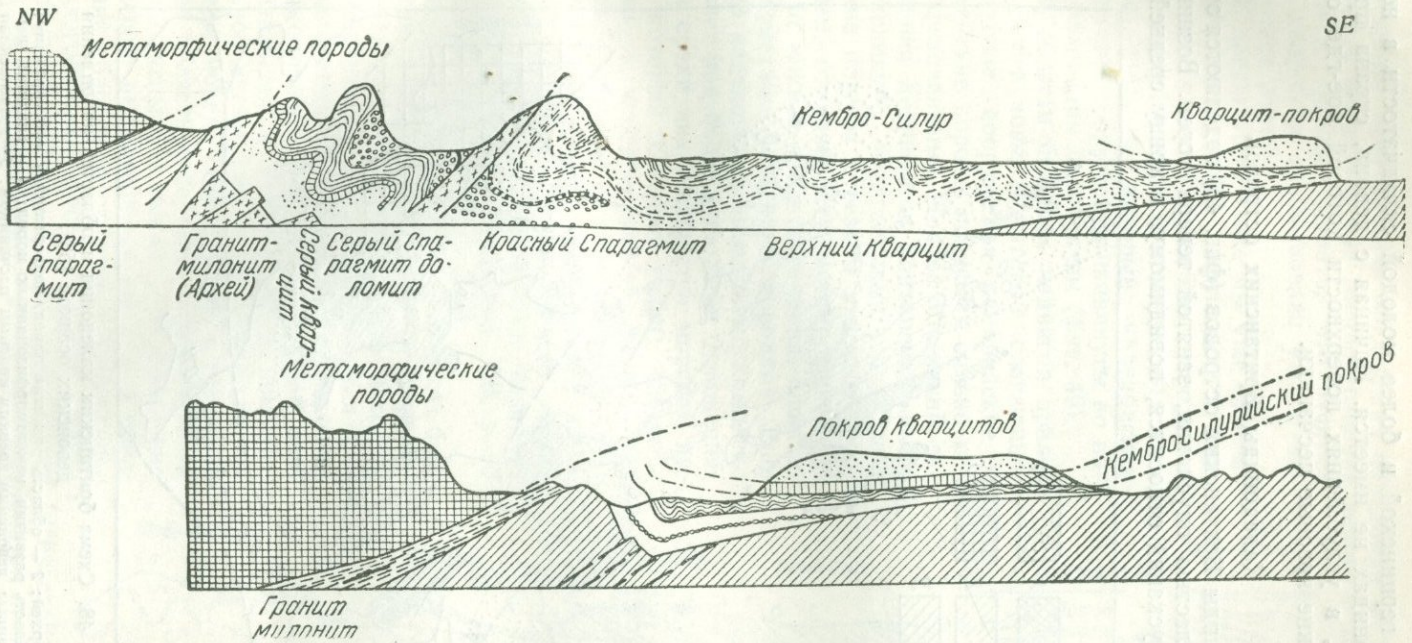
Часть этих сооружений, примыкающих к докембрийской Сибирской платформе, была уже рассмотрена выше. Другую часть их, тесно связанную с герцинскими складчатыми сооружениями, мы опишем в следующей главе. В настоящий момент необходимо еще познакомиться с той областью каледонской складчатости, которая прилегает с северо-запада к Восточноевропейской платформе и обнимает бо́льшую часть Британских островов, Норвегию, Медвежий остров и Шпицберген.

Норвежский участок каледонид

Каледонские складчатые сооружения Западной Европы [58, 471, 568] и европейского сектора Арктики [483, 568] по характеру их геологической структуры и истории можно подразделить на три участка. Наиболее просто построен средний — норвежский участок каледонид, формирование складчатости в котором полностью относится к каледонскому тектоническому циклу. Огромный интерес норвежские каледониды представляют в том отношении, что здесь можно проследить, как докембрийские породы форланда, т. е. Скандинавского щита, переходят в зону каледонской складчатости. В районе форланда отчетливо можно видеть, что поверхность докембрийских пород, подстилающих кембрийские отложения, представляет пенеплен, который во многих районах сохранил почти неизменным свое первоначальное положение. С приближением к складчатой области поверхность эта круто загибается вниз и, не образуя расколов, уходит на глубину, которая в некоторых случаях доходит до нескольких тысяч метров.

Из образовавшегося таким образом складчатого прогиба находившиеся в нем массы осадочных и изверженных горных пород в процессе складчатости были выдавлены и далеко надвинуты на восток, на платформу (фиг. 47). При этом древнепалеозойские породы, претерпевшие под влиянием интрузий и давления более или менее глубокий метаморфизм, оказались надвинутыми на неизмененные породы того же возраста в форланде. Простирание складчатости почти на всем протяжении Скандинавского полуострова северо-восточное.

Большой интерес представляют различия в возрасте складчатости во внутренних и внешних частях складчатой области. «Здесь, как и в других складчатых горных сооружениях, — говорит Борн, — можно установить продвижение складчатости от внутренней стороны дуги к наружной. Главная складчатость имеет додаунтонский возраст (арденнский), так как даунтонские слои не затрагиваются ею. Складки форланда в районе Осло, однако, образовались в последаунтонскую (арденнскую) эпоху. Позднейшие движения, как фаза Svalbard Фохта, восходят в девонский период».

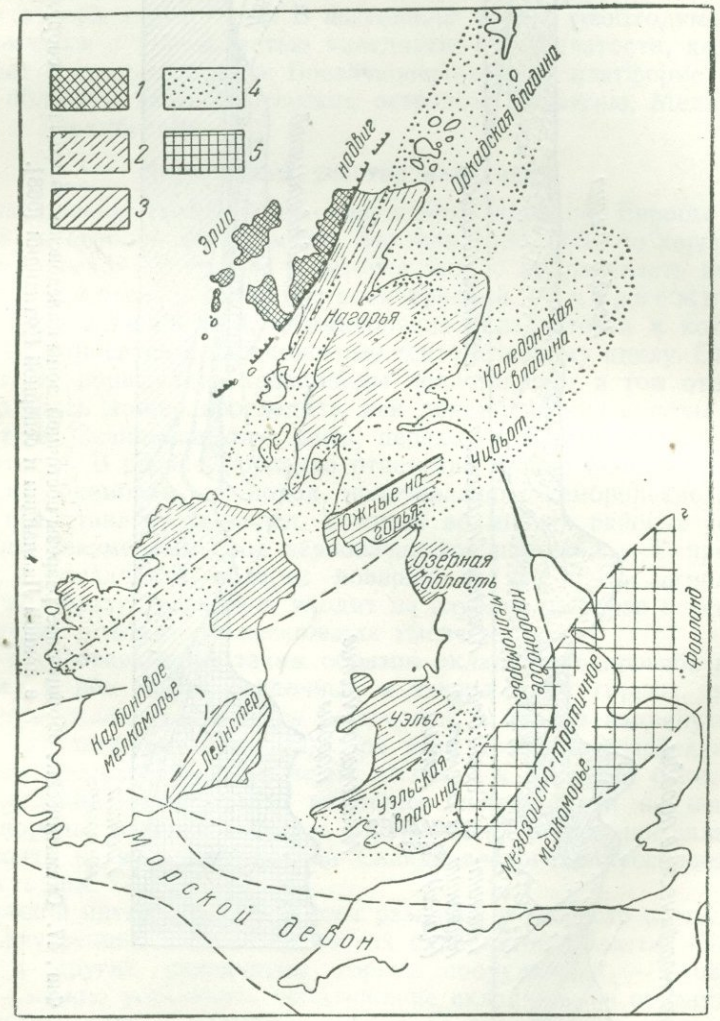


Фиг. 47. Схематические обобщенные разрезы восточной зоны каледонских складчатых сооружений Швеции в южной Лапландии и северной Емтландии [568].

Следов герцинской и более молодой складчатости в норвежских каледонидах не имеется. Начиная с девона, страна представляла сушу, в углублениях поверхности которой кое-где отлагались девонские красные песчаники.

Каледониды Британских островов

Каледониды Британских островов (фиг. 48) отделяются от Норвежских областью опускания, занятой теперь морем. Возникновение этих опусканий относится, повидимому, к концу средней юры.



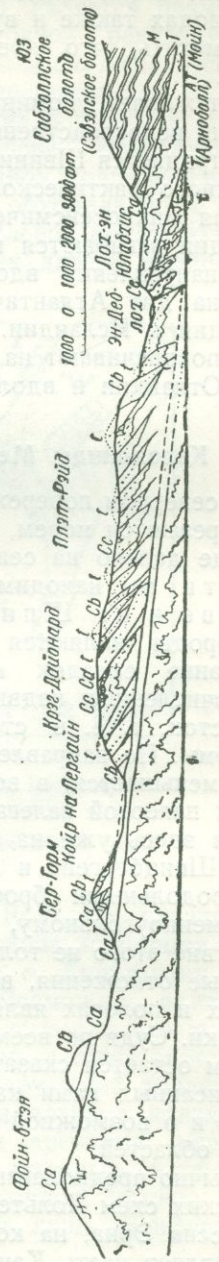
Фиг. 48. Схема британских каледонид и областей накопления девонских осадков [58].

1 — архей; *2* — область развития пород, подвергшихся метаморфизму; *3* — область развития неметаморфизованных пород; *4* — впадины, выполненные девонским древним красным песчаником; *5* — возвышенная область силурийского периода.

Погружение осей складок английских каледонид на северо-восток в связи с особенностями распространения девона в Шотландии заставляет, однако, думать, что зачатки этой депрессии существовали уже в каледонское время.

В предыдущей главе мы уже отмечали, что северо-запад Шотландии и прилегающие к нему Гебридские острова заняты докембрийским платформенным массивом Эриа, на который каледонские складчатые сооружения надвинуты по пологого падающим плоскостям (фиг. 49).

К области больших надвигов прилегает с юга зона, в которой слагающие складчатые сооружения кембрийские и силурийские породы являются сильно метаморфизованными. Полоса опусканий, заполненная девонскими континентальными отложениями, налегающими на более древние породы с резким угловым несогласием, отделяет эту метаморфическую зону от южной части каледонид, сложенной неметаморфическими породами. Еще южнее каледонский складчатый комплекс исчезает под более молодыми отложениями, и среди них появляется морской девон, который севернее развит исключительно в континентальной фации; это служит указанием на переход в зону герцинских складчатых сооружений, которые под острым углом срезают более древние складки. Простирание каледонских складчатых сооружений СВ, в то время как герцинских — ЗСЗ.



Фиг. 49. Схема шотландских надвигов [58].

A — левисский гнейс; *Ca*, *Cb*, *Cd* и *Cc* — кембрий; *M* — восточная метаморфическая свита; *T* — Моинский надвиг; *t* — меньшие надвиги.

Весьма резко отличается область британских каледонид от области норвежских по их послесилурийской истории. В девонском периоде здесь возникли продольные впадины, в которых происходило накопление очень мощных толщ континентальных отложений, а в каменноугольное время эти понижения были затоплены морем. Повидимому, в пермский период область каледонской складчатости Англии испытала вновь тектонические движения, выразившиеся отчасти в образовании сбросов, а отчасти в относительно пологой складчатости. Часть этих нарушений имеет каледонское СВ простирание (ланкастерская система), часть же имеет ССЗ направление; сюда относится прежде всего так называемая п е н н и н с к а я о с ь, или антиклиналь, вдоль которой

выходят нижнекаменноугольные породы, сменяющиеся на крыльях более молодыми отложениями. Весьма сильно была развита в пределах британских каледонид в девонском и особенно каменноугольном периодах также и вулканическая деятельность. Следует, наконец, отметить, что кое-где имеются следы и мезозойских дислокаций.

Заслуживает упоминания, что принимаемая по существу всеми геологами непосредственная связь британских каледонид с норвежскими отрицается Шёиннером [534]. Этот геолог, исходя из крайне ненадежного фактического материала, именно из характера распространения микросейсмических волн, принимает, что каледониды Шотландии загибаются на северо-запад, обходя Эрию, и следуют в этом направлении вдоль подводного вала, который прослеживается на дне Атлантического океана от северной оконечности Шотландии к Исландии. Норвежские каледониды в свою очередь на юге поворачивают на юго-восток, следуя вдоль западного побережья Ютландии и вдоль Эльбы.

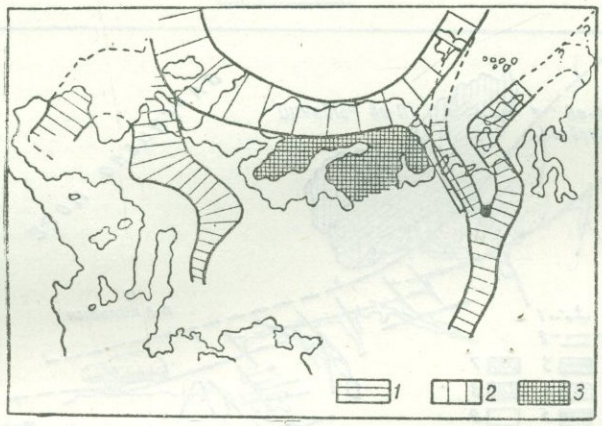
Каледониды Медвежьего острова и Шпицбергена

На северном побережьи Норвегии каледониды в настоящий момент обрезаются морем, но в прошлом они, несомненно, продолжались еще далеко на север, и следы каледонской складчатости мы находим в настоящее время на Медвежьем острове и на Шпицбергене [483, 568]. Нижнепалеозойские породы являются здесь сильно дислоцированными, причем простирание складок направлено меридионально или на ССЗ; в многочисленных надвигах массы перемещаются на восток и северо-восток, т. е. в сторону подводного продолжения Русской платформы. По направлению на восток интенсивность складчатости резко уменьшается, в восточных частях о. Северовосточной земли древний палеозой залегает почти горизонтально: очевидно, мы находимся здесь уже на окраине Русской платформы. Складчатый массив Шпицбергена и Медвежьего острова разбит многочисленными продольными сбросами, образование которых относится частью к докаменноугольному, частью же к более позднему времени. Вследствие этого не только верхний палеозой, но и мезозой и даже третичные отложения, в общем залегающие покойно, в отдельных участках и полосах являются сильно наклоненными и сложенными в складки. Судя по всему, складчатость эта связана со сбросами.

Нам остается сказать несколько слов о возможном продолжении описанных нами каледонских складчатых сооружений на юг и север и о возможной связи их с одновозрастными сооружениями других областей.

Обычно предполагают, как это видно из приводимых нами тектонических схем Хольтедаля (фиг. 50), Штилле (см. фиг. 19) и др., что массив Эриа, на который надвинуты британские каледониды, представляет часть Канадского щита и что каледонские складчатые сооружения, протягиваясь далее на юго-запад вдоль края этого щита, были связаны непосредственно с северными частями Аппалачской системы. Я, как и Кох [507], думаю, что геологические

исследования, производившиеся за последние годы в Гренландии, заставляют отказаться от этой гипотезы. Все говорит в пользу того, что Аппалачская геосинклинальная область является прямым продолжением геосинклинальной области восточной Гренландии и что по крайней мере северная часть этой Гренландско-Аппалачской геосинклинальной области была отделена от геосинклинали, из которой возникли складчатые сооружения Британских островов и Норвегии, докембрийским платформенным массивом Эриа. Каледонская геосинклиналь Норвегии, продолжаясь в район современного Медвежьего острова и Шпицбергена, очевидно, обходила Эрию с севера и соединялась с Гренландской геосинклинальной областью в районе северо-восточного выступа Гренландии. Как далеко продолжалась



Фиг. 50. Каледониды и герциниды Европы, по Хольтедалю и Полканову [306].

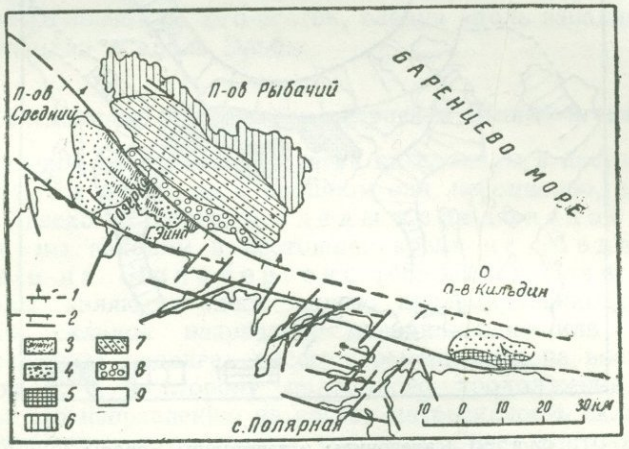
1 — герциниды; *2* — каледониды; *3* — балтийский щит.

Эриа [1] на юг, нам остается неизвестным. Если она оканчивалась, не заходя к югу от 50-й параллели, то прежняя концепция о непосредственной связи британских каледонид с Аппалачами может быть сохранена и в настоящий момент. Возможно, однако, что Эриа продолжалась значительно дальше к югу или что южнее ее располагался еще какой-либо древний массив, и тогда соотношения европейских и американских складчатых сооружений должны быть более сложными: они могут быть двумя ветвями каледонской, складчатой системы, разделенными более древними массивами, имеющими характер срединных масс более молодых систем. Бóльшая часть этой системы находится в настоящий момент на дне Атлантического океана, и на суше остались лишь периферические ее части.

[1] Нелишне указать, что Борн [466] предложил называть Эриа Кохией в честь Коха, что едва ли правильно.

ДИСЛОКАЦИИ О. КИЛЬДИНА, ПОЛУОСТРОВА РЫБАЧЬЕГО И ПОЛУОСТРОВА КАНИНА

Выше было указано, что каледониды Норвегии продолжаются на север к Шпицбергену. Хольтедаль и ряд других геологов предполагают, что от описанного ранее главного ствола отделяется ветвь на восток, уцелевшие от размывания остатки которой в пределах СССР сохранились на полуострове Рыбачьем (Кольский полуостров), о. Кильдине и полуострове Канине. Схема принимаемых Хольтедалем соотношений приведена на фиг. 50. Изучена эта область еще очень несовершенно [306], и весьма многое здесь является неясным.



Фиг. 51. Схема тектоники полуострова Рыбачьего, по Полканову [306].

1—надвиги; *2*—сбросы и расколы; *3*—песчаники с прослоями глинистых сланцев; *4*—песчаники; *5*—доломиты и красноцветные песчано-глинистые породы; *6*—глинистые сланцы и песчаники; *7*—песчаники с прослоями конгломератов; *8*—конгломераты; *9* — архейские породы.

Прежде всего нужно отметить, что в указанных сейчас местностях в интенсивных дислокациях участвуют исключительно докембрийские породы до наиболее молодых членов их, так называемой гиперборейской формации включительно. Поэтому представляется вполне вероятным, что мы имеем здесь дело не с каледонскими, а с более ранними — докембрийскими или кембрийскими дислокациями.

В отношении северной окраины Кольского полуострова принимают, что область распространения гиперборейской формации на полуостровах Среднем и Рыбачьем и на о. Кильдин отделена от более древнего докембрийского массива полосой сбросов (фиг. 51). Гиперборейские сланцы, песчаники и конгломераты в общем имеют

довольно пологое падение на СВ, осложненное вторичной складчатостью. Принято думать, что эта простота строения лишь кажущаяся и что породы полуострова Рыбачьего надвинуты по пологой плоскости на автохтонную свиту полуострова Среднего.

Еще меньше знаем мы о тектонике полуострова Канин, где выходят на поверхность сильно дислоцированные докембрийские сланцы, прорванные гранитами. Некоторые дислокации происходили на Канине и в послекаменноугольное время, так как девонские и каменноугольные породы здесь слабо нарушены.

ГЛАВА II

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ОБЛАСТИ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Области, в пределах которых интенсивная складчатость закончилась в верхнепалеозойское время, занимают в пределах СССР и Евразии в целом гораздо большую площадь, чем области каледонской складчатости. Весьма широкая полоса герцинских складчатых сооружений располагается между Восточноевропейской и Сибирской платформами; на Урале, на полуострове Таймыр, в Центральном Казахстане, на Алтае и в соседних с ними горных сооружениях складчатый фундамент области выходит на поверхность, в пределах же Западносибирской низменности он глубоко скрыт под более молодыми, недислоцированными, породами. Вся эта область получила название Урало-Сибирской палеозойской плиты. Южнее последней располагаются герцинские горные сооружения советского Тянь-шаня, которые под покровом более молодых отложений продолжаются на северо-запад до Каспийского моря. К востоку от границы СССР верхнепалеозойские складчатые сооружения, окаймляя с юга Сибирскую платформу, слагают бо́льшую часть Центральной Азии и лишь близ тихоокеанского побережья сменяются сооружениями более молодого, мезозойского, возраста. Столь же широко развиты герцинские складчатые сооружения и в Западной Европе, где они протягиваются до берегов Атлантического океана.

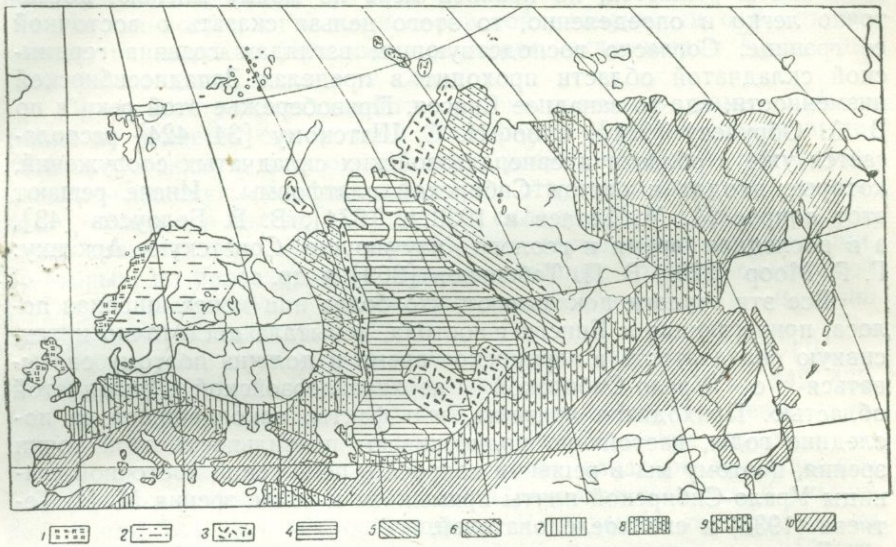
УРАЛО-СИБИРСКАЯ ПЛИТА И ТЯНЬ-ШАНЬ

Мы начнем обзор верхнепалеозойских складчатых сооружений с Урало-Сибирской плиты и Тянь-шаня.

Между Восточноевропейской и Сибирской плитами, складчатый фундамент которых сложился в докембрийское и древнепалеозойское время, располагается обширная область, в пределах которой складчатостью затронуты верхнепалеозойские и частично даже мезозойские породы. На юге система складок плиты поворачивает к востоку и, распространяясь в широтном направлении почти до Тихого океана, выполняет Среднюю и Центральную Азию. В этой части верхнепалеозойская складчатая область на севере примыкает к обрамляющим Сибирскую платформу древнепалеозойским складчатым сооружениям, а на юге ограничивается полосой третичной и

мезозойской складчатости. На востоке верхнепалеозойские складчатые сооружения замещаются мезозойскими. В пределах советской территории располагается лишь западная часть этой широтной или южной ветви верхнепалеозойской складчатой области, отвечающая западному Тянь-шаню. Относительно подробно мы остановимся в дальнейшем только на этом советском участке южной ветви, а в отношении остальной, большей части ее ограничимся только немногими замечаниями.

Область верхнепалеозойской складчатости, подобно ранее рассмотренным более древним платформенным сооружениям, не пред-



Фиг. 52. Схема тектоники СССР, по Белоусову [43].

1 — зона каледонской складчатости; *2* — окраина каледонской складчатости; *3* — зона герцинской складчатости; *4* — молодая депрессия центральных частей зоны герцинской складчатости; *5* — окраины герцинской складчатости; *6* — окраины герцинской складчатости «плавного» типа; *7* — окраины альпийской складчатости; *8* — окраины альпийской складчатости «плавного» типа; *9* — окраины альпийской складчатости, характеризующиеся большим развитием сбросовых дислокаций; *10* — зоны альпийской складчатости.

ставляет чего-либо однородного и ее легко подразделить на второстепенные районы, исходя, с одной стороны, из глубины залегания складчатого фундамента, с другой, — из возраста складчатости и, с третьей, — из характера молодых движений земной коры и связанных с ними процессов эрозии и отложения осадков.

Прежде чем перейти к рассмотрению этих подразделений, необходимо в нескольких словах остановиться на определении западной и восточной границ Урало-Сибирской плиты, так как на различных тектонических картах СССР, опубликованных в последнее время, границы эти проводятся весьма различно. Мы проводим западную границу области там, где кончается достаточно интенсивная складчатость западного склона Урала. На карте М. М. Тетяева 1933 г. (см. фиг. 10) западная граница «зоны герцинской складчатости» проведена в средних частях Восточнорусской впадины и,

как мы уже отмечали, разрезает на две части область, которая к западу и к востоку от этой линии построена совершенно одинаково [374]. На карте В. Белоусова (фиг. 52), воспроизводящей с некоторыми изменениями карту М. М. Тетяева [43], между Уралом, составляющим по нашим представлениям западную границу Урало-Сибирской плиты, и упомянутой выше границей М. М. Тетяева нанесена штриховка, обозначающая окраины герцинской складчатости «плавного типа». Такое проведение границ является явно неправильным.

Если вопрос о западной границе Урало-Сибирской палеозойской плиты решается, по крайней мере по моему мнению, достаточно легко и определенно, то этого нельзя сказать о восточной ее границе. Согласно господствующим взглядам граница герцинской складчатой области проходит в пределах Западносибирской низменности, где-то западнее Енисея. Правобережье этой реки и по В. А. Обручеву [281], и по Н. С. Шатскому [34, 424] располагается уже в области древнепалеозойских складчатых сооружений, которые входят в состав Сибирской платформы. Иначе решают этот вопрос М. М. Тетяев в 1933 г. [374], В. В. Белоусов [43], а в последнее время и геологи, изучающие Советскую Арктику: Г. Г. Моор [226], В. П. Тебеньков [369] и др.

Все эти геологи доказывают, что более или менее широкая полоса, прилегающая к Енисею с востока, испытала достаточно интенсивную складчатость в герцинское время и должна поэтому связываться с Урало-Сибирской верхнепалеозойской складчатой областью. Приходится признать, что факты, накопившиеся за последние годы, настойчиво подчеркивают правильность этой точки зрения, поэтому мы в решении вопроса о положении восточной границы Урало-Сибирской плиты примыкаем к точке зрения М. М. Тетяева (1933) и его последователей.

Возвращаясь к вопросу о подразделении советской части области верхнепалеозойской складчатости, мы должны прежде всего выделить здесь районы с поверхностным и глубоким залеганием складчатого фундамента, т. е. выступы и впадины последнего. К числу первых принадлежат Урал с его продолжением на Колгуеве и Новой Земле, Таймыр с Северной землей, правобережье Енисея и обширная область палеозойских складчатых сооружений, обнимающая Центрально-Казахстанскую складчатую страну, Тянь-шань, Алтай и Салаирско-Саянскую горную страну. Эта последняя область в свою очередь не является однородной, и юго-восточная часть ее, обнимающая Тянь-шань, Джунгарский Ала-тау, Тарбагатайский и Калбинский хребты и Алтай, по характеру рельефа очень резко разнится от Центрально-Казахстанской складчатой страны. Вместо сглаженной, приближающейся почти к равнине поверхности, вместо мелкосопочника мы имеем на юго-востоке чередование могучих горных хребтов и глубоких разделяющих их впадин. Рельеф этот является отражением молодых вертикальных движений, которые пережила в очень недавнем прошлом и продолжает переживать в настоящий момент рассматриваемая область. Нетрудно видеть, что мы имеем здесь, несмотря на большое различие в возрасте складчатого фундамента, продолжение полосы раздробления и мо-

лодых движений, которые были констатированы в южных частях Сибирской платформы.

Впадины в пределах верхнепалеозойской складчатой области представлены прежде всего обширной депрессией Западносибирской низменности, в которой на огромных пространствах на поверхности залегают горизонтально наслоенные третичные и четвертичные породы. От юго-западного угла Западносибирской впадины отходят Тургайская впадина (или пролив), разделяющая уральский и центрально-казахстанский выступы палеозоя и переходящая на юге в Приаральскую и далее на юго-востоке — в Чуйскую и Сырдарьинскую депрессии.

На юго-восток от Западносибирской низменности отходит короткая, но широкая Иртышская впадина, отделяющая Казахстанский палеозойский массив от Салаира.

По возрасту складчатости рассматриваемая нами область также не является однородной. Во-первых, особенно нужно выделить прилегающую к юго-западному углу Сибирской платформы Салаиро-Саянскую область, складчатая структура которой в основном сложилась в каледонский период складчатости и была впоследствии сравнительно слабо переработана герцинскими движениями. Во-вторых, по более древней, чем прилежащие области, складчатой структуре выделяются район северного Тянь-шаня и частично Центральный Казахстан.

Необходимо оговориться, что некоторые геологи (Д. В. Наливкин, Н. Г. Кассин, Е. Д. Шлыгин) предполагают [144, 148, 242, 435, 436] в пределах Западносибирской впадины, севернее Центрально-Казахстанской палеозойской страны, существование древней докембрийской массы, которая представляет западное продолжение Сибирской платформы (см. фиг. 14). Предположение это в указанной форме является необоснованным; к значению тех фактов, на которых оно основывается, нам придется вернуться в дальнейшем.

Описание структуры Урало-Сибирской плиты мы начнем с западной ее окраины, с Урала.

Урал

Общий обзор. Уральская складчатая горная система начинается на севере возвышенностями Новой Земли, которые, протягиваясь через о. Вайгач, достигают у пролива Югорский шар материка и переходят на последний в виде хребта Пай-хой, тесно связанного уже с Уралом.

Пай-хой [173, 388] представляет низкий (до 300 *м*) кряж, который протягивается от Югорского шара в юго-восточном направлении до р. Кары, где и затухает. Полоса низменной тундры, около 45 *км* шириной, тянущаяся вдоль р. Кары, отделяет восточный конец Пай-хоя от горы Константинов камень, которой начинается Урал в тесном смысле этого слова.

Уральский хребет [368, 389] протягивается непрерывной полосой на границе Европы и Азии от Константинова камня (68°29′ с. ш.) до южного конца Мугоджарских гор (48° с. ш.) на протяжении около 2400 *км*. Хребет принято по простиранию разделять на

три части — северную, среднюю и южную. Северный Урал обнимает участок хребта от Константинова камня на севере до Канжаковского камня на юге (около 60° с. ш.), т. е. до водораздела системы рр. Косьвы и Сосьвы. Близ южной границы Северного Урала от него ответвляется на северо-запад Полюдов кряж, идущий на соединение с Тиманом. Значительно севернее, параллельно Уралу, располагается низкий хребет Чернышева, пересекающий р. Усу и к северу от нее теряющийся в Большеземельской тундре. Под названием Среднего Урала понимают участок хребта, расположенный между Конжаковским камнем и горой Юрма к северу от Златоуста, на водоразделе рр. Уфы, Ая и Миаса (55°10′ с. ш.). Южный Урал идет с Юрмы до р. Урала, к югу от которой располагаются Мугоджарские горы.

Высота Уральских гор колеблется в среднем в пределах 360—460 *м*, но отдельные вершины поднимаются до 1200 и даже до 1700 *м*.

Из ряда хребтов или гряд, слагающих Урал, обычно выделяют водораздельный хребет, которому присваивают название Главного, несмотря на то, что по высоте эта гряда уступает грядам, расположенным восточнее и западнее ее. Совершенно не касаясь деталей рельефа Урала, мы остановимся в нескольких словах только на общем характере склонов хребта, которые очень резко разнятся один от другого. К западу от водораздельного хребта, т. е. в области западного склона Урала, местность имеет более или менее ярко выраженный горный характер и слагается из целого ряда более или менее высоких параллельных гряд. Существенно иную картину представляет восточный склон; число гряд здесь значительно меньше, чем на западе. В некоторых случаях Западносибирская низменность почти вплотную подходит к водораздельной гряде. Причиной указанных различий являются различия в новейшей мезозойской и особенно кайнозойской истории Урала, когда восточный склон последнего был в значительной степени абрадирован морем, покрывавшим Западносибирскую низменность.

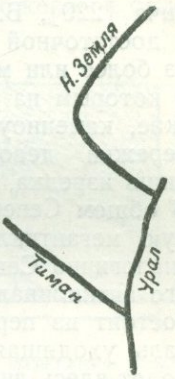
Переходя к тектонике Урала (табл. II, рис. 1 и 2), приходится прежде всего отметить, что она, несмотря на то огромное хозяйственное значение, которое хребет имеет для СССР, изучена еще чрезвычайно плохо, и о ряде важнейших вопросов поэтому приходится говорить лишь предположительно или даже только ставить их.

Частные тектонические сведения разбросаны в огромном числе работ. Специальных тектонических исследований или общих сводок по тектонике имеется очень мало; здесь нужно упомянуть сводки Бубнова [471] и Высоцкого [80], а также появившиеся в последние годы небольшие статьи А. Н. Заварицкого [131, 132], Е. А. Кузнецова и Е. Е. Захарова [171, 172, 174], А. А. Чернова [407], А. Д. Архангельского [23], А. А. Блохина [46], А. Л. Яншина [570], Г. А. Мирлина [569] и др., выдвигающие ряд новых идей относительно структуры Уральского хребта.

Общее простирание хребта меридиональное, но при ближайшем рассмотрении его можно подразделить на части, имеющие характер дуг, обращенных выпуклостью на запад. Первая из них, северная,

образована горами Новой Земли, Вайгача и хребтом Пай-хой. Складки северного острова Новой Земли имеют на севере восточное, а южнее — северо-восточное простирание, но на южном острове последнее сменяется юго-восточным, которое продолжается и на материке, в хребте Пай-хой.

Вторая дуга, гораздо более длинная и пологая, начинается на севере у юго-восточного конца Пай-хоя и оканчивается против Уфимского плато. В самом деле, под 68°29′ на Константиновом камне ЮВ простирания Пай-хоя меняются на ЮЗ, которое удерживается до 60° с. ш. Начиная отсюда, хребет принимает характерное для него меридиональное направление, а затем в северной части Среднего Урала начинает отгибаться на ЮЮВ, образуя южную ветвь средней дуги. Вопрос о способе сочленения средней и северной Пай-хойско-Новоземельской дуги остается открытым. Зюсс [547, т. III, стр. 472], Бубнов [471] и некоторые другие геологи склонны думать, что Урал и к северу от Константинова камня продолжает свое направление, а Пай-хой представляет лишь его ответвление, подобное Тиману, которому Пай-хой параллелен (фиг. 53). Этот взгляд как будто получает подтверждение в находках палеозоя на берегу Байдарацкой дуги.



Фиг. 53. Соотношения Урала, Тимана и Пай-хоя, по Зюссу.

От третьей дуги, которая начинается против Уфимского плато, сохранилась в настоящее время только северная часть.

Вопрос о происхождении уральских дуг еще не ясен. Наиболее распространено объяснение А. П. Карпинского [140, 141], по мнению которого образование дуг связано с существованием двух подземных выступов докембрийского фундамента Восточноевропейской плиты. Одну из этих гипотетических глыб помещают в области Большеземельской тундры, в нижнем течении Печоры, против сочленения Пай-хоя с Уралом, а вторую — под Уфимским плато, против сочленения средне-уральской дуги с южно-уральской. Подземные горсты оказывали сопротивление горообразующему давлению, которое было направлено с востока; поэтому в промежутках, разделяющих горсты, складки оказались выдавленными на запад несколько дальше, чем против горстов.

Характерной особенностью уральских дуг является то, что в местах крутых перегибов простирания на выпуклой стороне их ответвляются пучки складок. Мы это видели уже под 65° с. ш., где ЮЗ простирания средней дуги сменяются меридиональными; аналогичное явление имеет место и в южной дуге, где на 55° с. ш. при смене ЮЗ простирания меридиональным от Урала ответвляется широкая антиклиналь Уфимского плато.

В строении Урала принимает участие чрезвычайно мощная и сложная толща палеозойских пород, начиная от кембрийских и кончая пермскими, из которых последние развиты только на западном склоне хребта. На восточном склоне Урала палеозойские образования несогласно перекрываются мезозойскими и палеогеновыми отло-

жениями, а на юге, в бассейне Ори и Сакмары, а также в северной части Мугоджарских гор, породы этого возраста распространяются также на осевую полосу и на западный склон хребта. Возраст кристаллических сланцев, слагающих осевую полосу Урала, является еще невыясненным, но имеется много оснований думать, что среди них, кроме метаморфизованных палеозойских образований, существуют и породы докембрийского возраста.

По расположению пород различного возраста северные члены Уральской горной системы, особенно Новоземельский хребет, весьма существенно отличаются от Урала в тесном смысле этого слова.

Тектоника Новой Земли, известная нам главным образом по работам О. Хольтедаля [492], С. В. Обручева [152], Б. В. Милорадовича [220], Б. Л. Алферова [4] и др., выяснена еще далеко не в достаточной степени. Северный остров сложен главным образом из более или менее сильно метаморфизованных силурийских пород, к которым на северо-западном побережьи присоединяются девонские, каменноугольные и пермские породы; на юго-восточном побережьи девонские и каменноугольные отложения встречаются лишь изредка, но пермские имеют значительное распространение. В общем Северный остров представляет огромную и несимметричную мегантиклиналь. Северная часть Южного острова построена аналогично Северному и является непосредственным продолжением его антиклинали; в средней части оси складок погружаются, и она состоит из пермских пород; в южной начинается вторая антиклиналь, уходящая на Вайгач и Пай-хой; силурийские образования выходят здесь лишь узкими полосами, а наибольшим распространением пользуются девонские, каменноугольные и пермские породы. Простирание пород на Новой Земле не прямолинейное, но образует огромную дугу, выпуклую к северо-западу. Как изменяется в этой дуге направление складок, мы говорили выше. Дислокация везде весьма интенсивная, и даже в нижнепермских породах «пласты часто поставлены вертикально, опрокинуты, вовлечены в мелкую прихотливую складчатость и разорваны сбросами» [220].

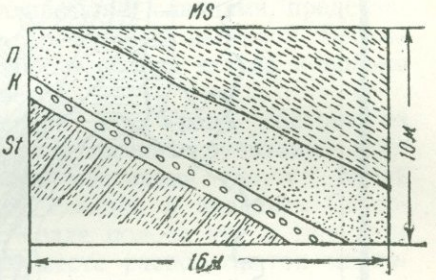
Опрокидывание складок совершается в сторону выпуклости, т. е. на севере они опрокинуты на север, в средней части дуги на северо-запад и в южной — на юго-запад. Большую роль в тектонике Новой Земли играют сбросы, амплитуда которых в отдельных случаях измеряется тысячами метров.

Из предыдущего видно, что тектонические движения, создавшие складчатость Новой Земли, относятся к концу палеозоя или даже к еще более позднему времени, именно к началу мезозоя. Многие принимают, что движения эти имели место в середине перми. Каких-либо несомненных указаний на более ранние эпохи складчатости не имеется. О возможности существования древнекаледонской (таконской) фазы может говорить наличие конгломератов на границе нижнего и верхнего силура, но отсутствие заметных угловых несогласий на этом уровне позволяет думать, что складчатость и поднятия имели в это время место только вне территории современной Новой Земли. В новокаледонскую эпоху складчатости район новоземельской геосинклинали также, повидимому, не испы-

тал складчатости, а лишь поднятия, обусловившие отсутствие здесь нижнего и большей части среднего девона. К этой эпохе, с которой связана наибольшая часть рудных месторождений Новой Земли, повидимому, относится внедрение гранитов.

Незначительные поднятия имели место также в конце карбона, повидимому в связи со складчатостью на Урале.

Все эти движения, однако, не создали каких-либо резких различий в интенсивности дислокаций различных стратиграфических подразделений. «Следует отметить [4], что для отдельных стратиграфических комплексов, отделенных перерывами в образовании осадков (силур, верхний девон — нижний карбон, артинские отложения), интенсивность дислокации является приблизительно одинаковой, также отсутствуют здесь какие-либо несовпадения в направлении складчатости и т. д. Переход от молодых отложений к более древним сопровождается лишь заметным усилением общей метаморфизации пород».

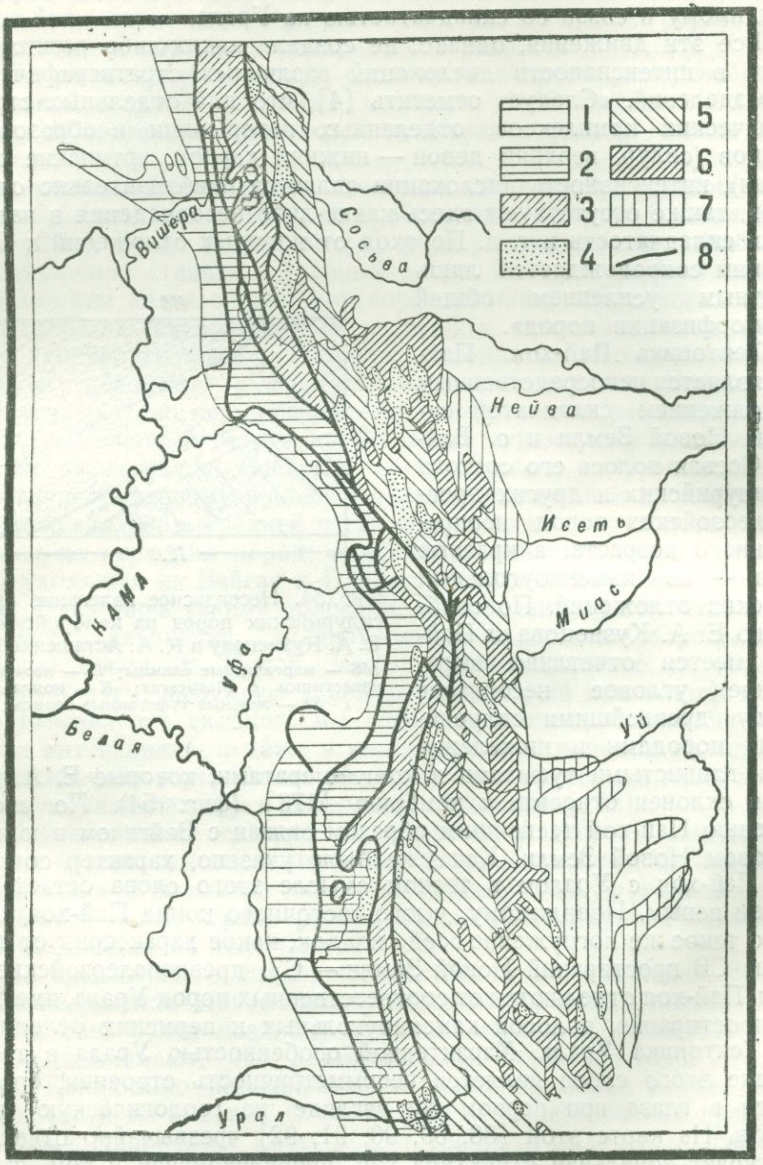


Фиг. 54. Несогласное налегание нижнесилурийских пород на кембрийские, по Е. А. Кузнецову и К. А. Асташенко [173].
MS — мергелистые сланцы; *П* — песчанистые известняки с Platyceras; *К* — конгломерат; *St* — зеленые туфогенные сланцы.

Тектоника Пай-хоя. Пай-хой является непосредственным продолжением складчатой системы Новой Земли и о. Вайгач. Осевая полоса его состоит из силурийских и других древнепалеозойских пород неопределенного возраста, а краевые части — из каменноугольных пермских отложений. По сообщению Е. А. Кузнецова на Пай-хое имеется отчетливо выраженное угловое несогласие между древнейшими силурийскими породами и нижележащими глинистыми туфитами и конгломератами, которые Е. А. Кузнецов склонен относить к кембрию [173] (фиг. 54). По своему строению Пай-хой теснейшим образом связан с Вайгачом и южным островом Новой Земли. Как уже было указано, характер сочленения Пай-хоя с Уралом в тесном смысле этого слова остается не совсем ясным. Повидимому, у юго-восточного конца Пай-хоя имеет место такое же погружение осей складок, какое характеризует место смены СВ простираний Новой Земли — СЗ; древнепалеозойские породы Пай-хоя отделяются от соответственных пород Урала, имеющих СВ простирание, полосой каменноугольных и пермских отложений.

Тектоника Урала. Характерной особенностью Урала в тесном смысле этого слова является несимметричность строения, бросающаяся в глаза при первом же взгляде на геологическую карту хребта. На карте этой [88, 89, 90, 91, 92] чрезвычайно отчетливо выступает зональная структура гор, проявляющаяся в том, что на всем огромном протяжении хребта от крайнего севера и до крайнего юга вдоль него тянутся полосы пород, различающиеся возрастом, составом и происхождением, причем симметрии в расположении этих полос не наблюдается. Всего в Урале можно выде-

лить шесть основных полос, сменяющих одна другую с запада на восток; западные полосы прослеживаются на всем протяжении хребта, восточные же доступны для наблюдения лишь в средних и южных частях восточного склона, так как севернее образующие их



Фиг. 55. Схема строения Южного, Среднего и части Северного Урала, по Архангельскому [24].

1 — автохтонные породы *I* зоны; *2* — надвинутые породы *I* зоны; *3* — кристаллические сланцы *II* зоны; *4* — основные породы *III* зоны; *5* — *IV* зона; *6* — граниты и гнейсы *V* зоны; *7*—*VI* зона; *8* — вероятные надвиги и сбросы.

породы прикрыты мезозойскими и третичными отложениями Западносибирской низменности (фиг. 55).

Первая полоса состоит из палеозойских осадочных пород западного склона хребта (см. табл. III). В ней можно выделить три вторичные полосы — пермскую, каменноугольную и девонскую, которые прослеживаются на всем протяжении гор и сменяют одна другую с запада на восток. За девонскими образованиями обычно следует полоса сильно измененных пород, в том числе характерных кварцитов, которые относят частью к древнему палеозою, частью к докембрию. Резкие отклонения от такого расположения палеозойских лент наблюдаются против Уфимского плато, где из разреза часто выпадает не только часть или вся толща каменноугольных пород, но местами и девон, так что пермские породы соприкасаются прямо или с нижнекаменноугольными, или с девонскими, или даже с силурийскими образованиями.

Вторая полоса слагается кристаллическими сланцами, представляющими частью докембрий, частью древнейший палеозой. Весьма характерно, что против Уфимского горста полоса эта на довольно значительном протяжении выклинивается.

Третья зона, особенно характерная для Урала, состоит из основных изверженных пород габбро-пироксенито-дунитовой формации, которые отдельными крупными массивами тянутся вдоль восточной границы кристаллических сланцев в пределах Северного и Среднего Урала. В Южном Урале полоса эта в типичном своем виде неизвестна; здесь на ее месте располагаются многочисленные, преимущественно мелкие массивы змеевиков и сохранившихся местами среди них перидотитов, но петрографически породы эти значительно отличаются от более северных выходов.

Четвертая зона слагается излившимися породами и их туфами, а также разнообразными сланцами, которые относятся в главной своей массе к верхнему силуру и девону, но частью восходят и в нижний карбон; широко развит карбон на юге вдоль меридионального отрезка течения Урала.

Пятая зона представлена полосой гранитных и гнейсовых массивов, которые появляются из-под третичных пород в северных частях Среднего Урала.

Наконец, шестая зона слагается из сильно метаморфизованных, дислоцированных и прорванных разнообразными изверженными породами палеозойских образований, которые ближе всего напоминают породы четвертой полосы, но все же сильно от них отличаются. Полоса эта в значительной степени прикрыта мезозойскими и третичными породами Западносибирской равнины. Разрезы по речным долинам восточного склона Южного Урала показывают, что породы шестой зоны при движении с запада на восток постепенно опускаются все глубже и глубже и, наконец, скрываются под горизонтальными пластами верхнемеловых и палеогеновых образований. Это обстоятельство делает несомненным, что Урал некогда продолжался еще очень далеко на восток в пределы современной Западносибирской низменности.

Происхождение описанной зональной структуры еще в очень многих отношениях остается неясным. Вторая и третья зоны,

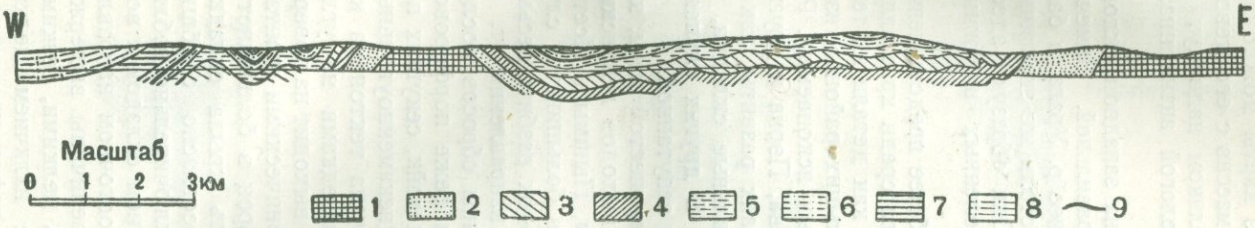
с одной стороны, и пятая, с другой, — по форме являются крупными выдержанными антиклинориями, в то время как четвертая и, повидимому, шестая имеют вид крупных синклинальных прогибов. Приходится в то же время подчеркнуть, что по границам зон обычно развиты более или менее крупные надвиговые явления.

Переходя к рассмотрению форм дислокаций Урала (см. разрезы на табл. III), приходится еще раз подчеркнуть, что его тектоника сравнительно очень мало изучена. Подводя итоги тому, что известно в этом отношении, Бубнов в своей сводке 1926 г. [471] говорил, что на Урале поражает малая интенсивность складчатости. Наиболее часто последняя имеет тот тип, который свойственен юрским горам. Можно подозревать надвиги небольших размеров, но нет никаких следов покровной структуры. Даже в осевой зоне местами на юге наблюдается простая форма складчатости. При свете новых данных эти выводы приходится существенным образом изменить.

В области западного склона хребта, в пределах первой зоны, складчатость в ряде случаев действительно является очень покойной и постепенно затухает к западу. Примером может служить строение участка склона в Кизеловском каменноугольном районе в бассейне р. Косьвы (фиг. 56 и 57). Здесь развиты правильные складки меридионального простирания, часто наклоненные к западу; нередко наблюдается надвигание восточных крыльев на западные, но размеры этих надвигов обычно невелики.

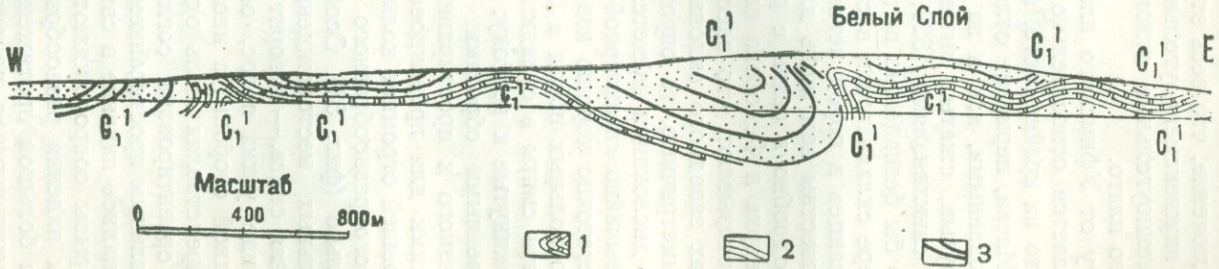
На Северном Урале, в бассейне Печоры, Ылыча, Щугора, дислокации пород первой зоны гораздо энергичнее, чем в Кизеловском районе, и здесь палеозойские образования до пермских включительно часто на больших протяжениях бывают сложены в изоклинальные, опрокинутые к западу складки. Из ряда крупных складок, в строении которых принимают участие породы от силурийских до пермских включительно, состоит также хребет Чернышева [407]; с востока и с запада хребет этот обрублен сбросами. Интенсивная складчатость пермских отложений на Северном Урале отличает его от Среднего и большей части Южного Урала, где в пермских породах замечаются лишь слабые изгибы.

К югу от Кизеловского района, с приближением к Уфимскому плато складчатость также усиливается, и все чаще наблюдаются опрокидывание складок и надвиги с востока на запад. Изменения чувствуются уже в Причусовском районе. «Здесь угленосная свита [571] вместе с остальным палеозоем прижата к Уфимскому плато, и в связи с этим тектонические формы обнаруживают крайнюю резкость и напряженность тектонического процесса. Крупные складки осложнены многочисленными мелкими второстепенными складками. Преобладают опрокинутые к западу складки. Крылья складок часто разорваны и надвинуты одно на другое. Угольные пласты сильно деформированы вместе с заключающими их породами угленосной толщи. В то время как в полосе артинских отложений Кизеловского района углы падения редко превышают 10—15° в связи с общим замиранием складчатости к западу, в Причусовском районе среди артинских отложений встречены крутые падения, опрокинутые складки и пр.». Максимальной сложности достигают нарушения



Фиг. 56. Разрез западного склона Урала на широте г. Кизела (по Иванову), из Архангельского [24].

1 и *2* — нижний девон; *3* — верхний девон; *4* — средний девон; *5* — турнейские известняки; *6* — угленосная свита; *7* — визейские известняки; *8* — верхний и средний карбон; *9* — угли.



Фиг. 57. Разрез на Белом Спое в Кизеловском районе (по Иванову), из Архангельского [24].

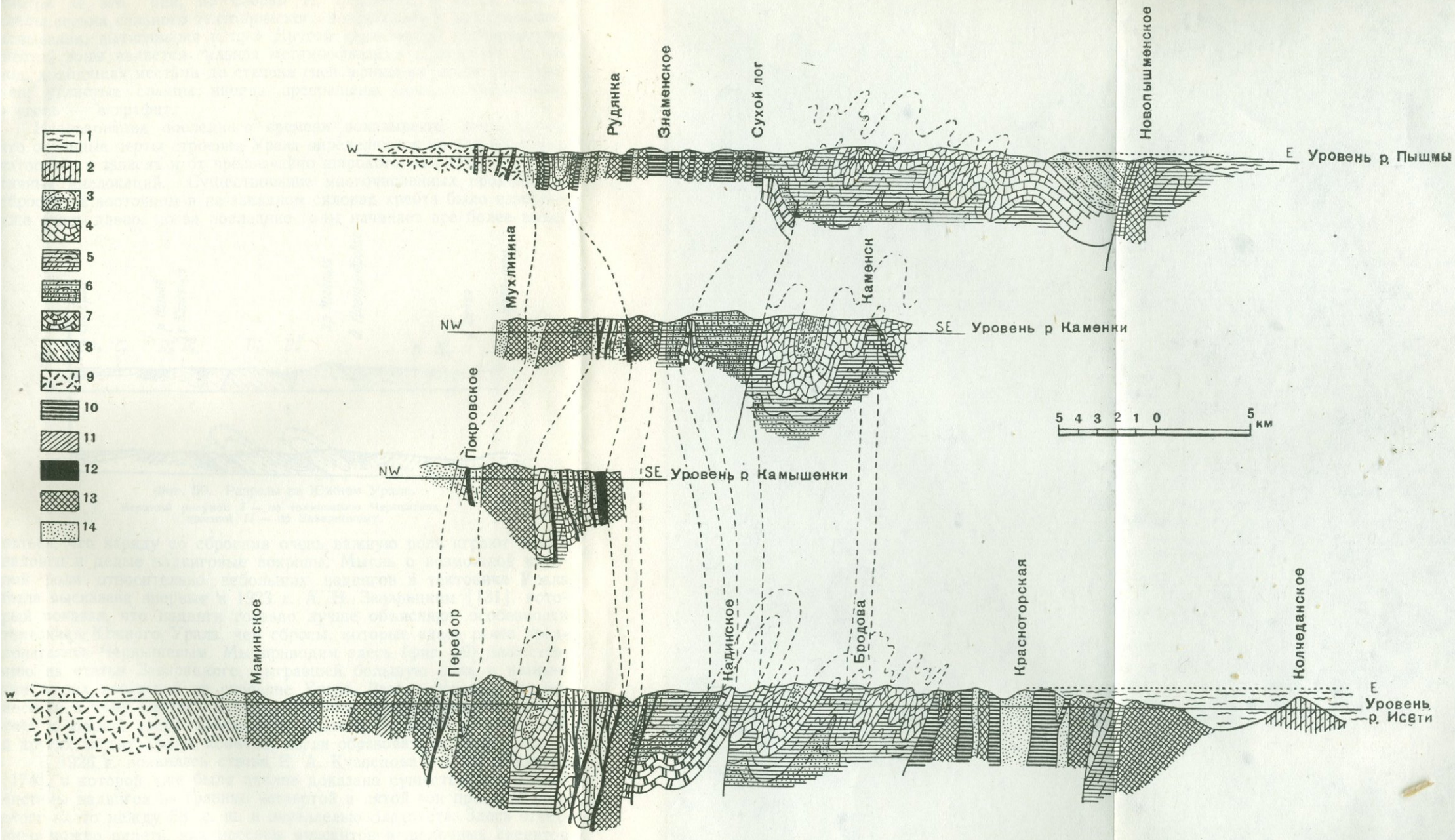
1 — турнейские известняки; *2* — угленосная свита; *3* — слои угля.

у южного конца Уфимского плато. К сожалению, тектоника расположенного здесь массива Кара-тау в деталях нам еще неизвестна, но, судя по карте, мы имеем в нем дело с рядом мощных чешуй, надвинутых с востока на запад. Кроме того, из карты можно вывести заключение, что весь этот замечательный массив с его девонскими и нижнекаменноугольными породами целиком надвинут на верхнекаменноугольные отложения широкой пологой антиклинали Уфимского плато.

К югу от Уфимского плато складчатость на западном склоне вновь делается относительно спокойной и правильной. Замечательно, что на крайнем юге, в особенности южнее р. Урала, в бассейне р. Илека, пермские отложения являются столь же энергично дислоцированными, как и на крайнем севере. Они образуют здесь серию крутых, сжатых антиклиналей, подразделенных широкими плоскими синклиналями [329, 399].

Было бы безнадежно пытаться составить общее представление о характере складчатости в средних зонах Урала среди кристаллических сланцев и пород четвертой полосы, так как детали их тектоники известны нам лишь для немногих небольших районов, изученных подробно в связи с разведками полезных ископаемых. Работы Дюпарка и Федорова на севере, Чернышева, Пэрна и других на юге показывают, что здесь во многих случаях развиты, как и в пределах западного склона, мощные и правильные складки, то почти симметричные, то опрокинутые к западу. В других случаях, наоборот, дислокация является очень сложной и запутанной.

Чрезвычайно характерной является тектоника шестой зоны, которая достаточно хорошо известна для полосы выходов девонских и каменноугольных пород в бассейне рр. Нейвы, Пышмы и Исети. Породы эти смяты в складки малого радиуса, в большинстве случаев опрокинутые к востоку; система этих складок разбита весьма многочисленными сбросами меридионального направления, т. е. очень близкого к простиранию складок. Трещины сбросов послужили путями для проникновения диабазовой и реже порфировой магмы, давшей огромное количество диабазовых дайк, секущих породы самого разнообразного возраста до среднекаменноугольных включительно (фиг. 58). Особенно хорошо изучена тектоника каменноугольных месторождений в связи с разведками на угли. «Угленосная свита, — говорит И. И. Горский, — выходит на поверхность в виде узких полос, ограниченных тектоническими контактами с одной стороны, а иногда и с обеих сторон в большинстве случаев представляя лишь одно крыло или часть крыла складки. Разрывы ориентированы согласно или почти согласно с общим меридиональным простиранием пород. Почти исключительно наблюдается западное падение в связи с опрокидыванием складок к востоку. Разрывы сопровождаются надвигами в восточном направлении. Углы падения разнообразны, но средние величины выдерживаются на большом протяжении, сопровождаясь мелкими, резкими, быстро меняющимися изменениями в связи с наличием мелких второстепенных складок. Пласты сильно деформированы и раздроблены» [571]. Тот же характер дислокации сохраняется частично и в Южном Урале, в бассейнах рр. Аята, Уя и Тобола.

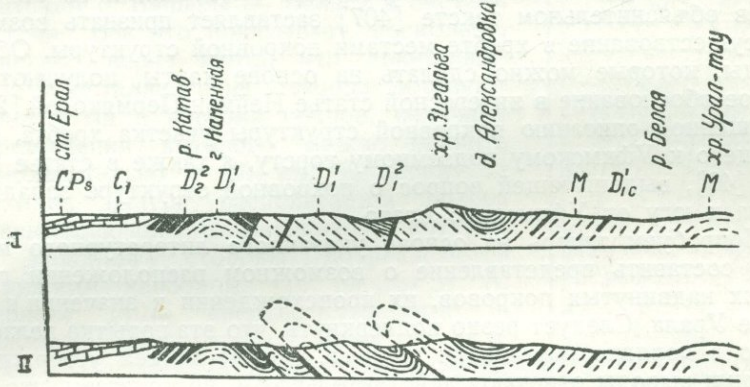


Фиг. 58. Разрезы по рр. Пышме, Каменке, Камышенке и Исети на восточном склоне Урала по Карпинскому, из Архангельского [24].

1 — эоцен; *2* — юра; *3* — средний карбон; *4* — визейские известняки; *5* — угленосная свита; *6* и *7* — девон; *8* — кристаллические сланцы; *9* — граниты, сиениты, гнейсы; *10* — порфиры; *11* — диориты; *12* — диабазы; *13* — порфириты; *14* — туфы и зеленые сланцы.

В западных частях шестой зоны здесь каменноугольные породы выходят на больших площадях и иногда с пологим падением; несмотря на это они, по словам И. Горского, и здесь «несут следы весьма сильного тектонического воздействия в виде рассланцовывания, вытягивания и пр.» Другой характерной особенностью шестой зоны является сильная метаморфизация слагающих ее пород, доходящая местами до степени гнейсификации глинистых сланцев; углистые сланцы иногда превращены здесь в графитовые, а уголь — в графит.

Исследования последнего времени показывают, повидимому, что основные черты строения Урала определяются не только складчатостью, а зависят и от чрезвычайно широкого развития дизъюнктивных дислокаций. Существование многочисленных продольных сбросов на восточном и на западном склонах хребта было известно уже очень давно, но за последние годы начинает все более выяс-



Фиг. 59. Разрезы на Южном Урале.
Верхний рисунок *I* — по толкованию Чернышева, нижний *II* — по Заварицкому.

няться, что наряду со сбросами очень важную роль играют также надвиги и целые надвиговые покровы. Мысль о возможной крупной роли относительно небольших надвигов в тектонике Урала была высказана впервые в 1923 г. А. Н. Заварицким [131], который показал, что надвиги гораздо лучше объясняют особенности тектоники Южного Урала, чем сбросы, которые здесь ранее предполагались Чернышевым. Мы приводим здесь (фиг. 59) иллюстрацию из статьи Заварицкого, сыгравшей большую роль в изменении наших воззрений на строение Урала. Разрез Заварицкого относится к тому участку западного склона хребта, который примыкает к южной части Уфимского плато и в котором легче, чем в других частях Урала, конечно, могли образоваться скалывания.

В 1926 г. появилась статья Е. А. Кузнецова и Е. Е. Захарова [174], в которой уже было вполне доказано существование целой системы надвигов на границе четвертой и пятой зон против Уфимского плато между 56° с. ш. и параллелью Златоуста. Здесь отчетливо можно видеть, как массивы миаскитов и щелочных сиенитов надвигаются на прилежащие с запада змеевики и кремнистые породы четвертой зоны и в свою очередь исчезают под надвигами

гранито-гнейсовых массивов, лежащих восточнее. У надвиговых плоскостей породы подверглись чрезвычайно сильному перетиранию и превращены в милониты.

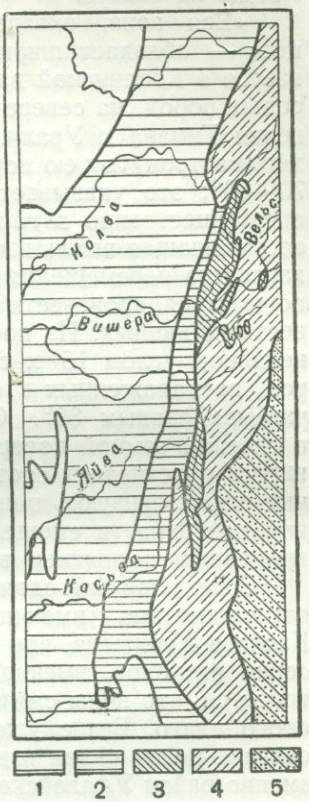
Вопрос о возможности существования на Урале настоящих покровных структур был выдвинут в 1928 г., когда была высказана мысль, что каменноугольные и девонские породы в бассейне Чусовой на западном склоне не залегают на месте, но образуют мощный покров, надвинутый на артинские отложения. Такое предположение, судя по всему, не соответствует действительности, и идеи эти не встретили поддержки в литературе. Если, однако, в отношении к частному случаю Чусовского района и была допущена ошибка, то все же приходится признать, что высказанные тогда идеи имели очень большое влияние на направление дальнейших работ. В 1931 г. появилась геологическая карта Урала в масштабе 1 : 1 000 000 [90], изучение которой в связи с некоторыми замечаниями А. А. Чернова в объяснительном тексте [407] заставляет признать возможным существование в хребте местами покровной структуры. Общие выводы, которые можно сделать на основе карты, получают частичное обоснование в интересной статье Нейман-Пермяковой [245], посвященной описанию покровной структуры участка хребта, прилежащего к Уфимскому подземному горсту, а также в статье Блохина [46], выдвигающей вопрос о покровной структуре западного склона к югу от Уфимского плато.

Попробуем теперь на основе указанного литературного материала составить представление о возможном расположении главнейших надвинутых покровов, их происхождении и значении в тектонике Урала. Следует резко подчеркнуть, что эта попытка делается только в порядке постановки вопроса. Мы не можем утверждать, что наши выводы отвечают действительности, но полагаем, что они неизбежно вытекают из новой геологической карты Урала и указанных выше работ. Чтобы признать эти выводы неправильными, необходимо доказать, что не отвечает действительности лежащий в их основе фактический материал.

Весьма крупный надвиг, точнее, целая серия надвинутых покровов изображены на карте, на границе Северного и Среднего Урала в бассейнах верхней Печоры, Уньи, Вишеры и Косьвы. Нужно отметить, что соотношения пород, имеющие место в бассейне р. Вишеры, еще Дюпарка, наводили на мысль о существовании здесь надвинутого покрова.

Описывая тектонику северной части рассматриваемой области, А. А. Чернов [407] говорит: «В области 124-го листа палеозойские отложения западного склона образуют чешуйчатую серию. Как силур и девон, так и карбон смяты в складки, опрокинутые к западу, причем в большинстве случаев восточное крыло надвинуто на сильно перетертое западное. Это приводит в непосредственное соприкосновение толщи очень различного возраста. Например на р. Уньи можно наблюдать непосредственный контакт верхнего девона с известняками верхней части турнейского яруса и контакт силура и нижнего карбона. Можно предположить, что в бассейне рр. Уньи и верхней Печоры кристаллические сланцы досилурийского возраста надвинуты с востока на силур и девон».

На геологической карте Урала [90] показано, что эти досилурийские кристаллические сланцы второй зоны в верховьях рр. Печоры и Уньи наискось срезают полосы силурийских и девонских пород и на р. Колве приходят в непосредственное соприкосновение с артинскими слоями. Такие соотношения можно было бы, конечно, объяснять сбросом ССВ простирания, но другие факты не позволяют принять это толкование. От Колвы край полосы рассматриваемых пород отходит на юго-восток и достигает долины р. Вишеры, где из-под него появляются верхнесилурийские и частью нижнедевонские образования; небольшими окнами проступает верхний силур из-под кристаллических сланцев и по левым притокам р. Вишеры — Вельсу и системе Кутима. Все это показывает, поскольку, конечно, верна карта, что докембрийские кристаллические сланцы образуют надвинутый с востока покров, величину перемещения которого можно оценить приблизительно в 50 км. К западу от выходов силура располагается полоса древнепалеозойских кварцитов, которые с западной стороны соприкасаются с нижним карбоном. По словам А. А. Чернова [407] «верхнесилурийские и нижнедевонские толщи надвинуты в виде покровного лоскута с востока на запад на кварциты проблематического возраста, которые в свою очередь, повидимому, надвинуты на известняки визейского яруса».



Фиг. 60. Вероятное расположение главнейших надвигов на западном склоне Урала между рр. Уньей и Чусовой, по Архангельскому [24].

1 — палеозойские породы западного склона, частью оставшиеся на месте, частью передвинутые; *2* — покров древнепалеозойских кварцитов; *3* — покров силура; *4* — покров кристаллических сланцев; *5* — покров пород *III* и *IV* зон.

Принимая во внимание эти указания, можно притти к предположению о существовании в верховьях рр. Вишеры, Уньи и Печоры трех мощных, чешуйчато расположенных надвиговых покровов. Первый из них слагается древнепалеозойскими кварцитами, второй — силуром и нижним девоном и третий (верхний) кристаллическими сланцами (фиг. 60).

Все сказанное, поскольку нет уверенности в точности карты, носит характер недостаточно обоснованных предположений, но все же едва ли может быть сомнение в том, что в рассматриваемой области имеются весьма крупные дислокации разрывного характера. Серьезную поддержку получают предположения о наличии таких нарушений в том, что, следуя на юг от Вишеры по простиранию пород, мы приходим в бассейне р. Косьвы к полосе огромных сдвиговых дислокаций, установленных на Среднем Урале

Е. А. Кузнецовым [172, 174]. Этот «главный северо-западный сдвиг» прослежен упомянутым геологом на протяжении около 350 *км* от Каслинской дачи на юге (севернее Кыштыма) до широты Павды на севере.

«Вся зона, охваченная нарушением, — говорит Е. А. Кузнецов, — обладает шириной около 2 *км*. На юге эта зона оканчивается в Каслинской даче, не доходя до щелочных и гранито-гнейсовых пород, на севере ее окончание нужно искать в месте причленения Тимана к Уралу. На всем известном протяжении линии падение затронутых ею пород, превращенных в сланцы, крутое, обычно 70—80°; это указывает, что главная движущая сила действовала преимущественно в горизонтальном направлении, вертикальная же составляющая имела второстепенное значение. Полное исследование характера перемещения мы пока сделать не в состоянии, но можно попытаться произвести схематические подсчеты на основании известных данных. Из последних отметим, что линия разрыва наклонена под углом 16° к северо-западу относительно простирания пород, расположенных к северу и югу от нее. Примем угол падения разрыва равным 80°. Смещение пород по простиранию разрыва в сечении земной поверхности равно 75 *км*, а широтное смещение вкрест простирания соответственно равно 21,5 *км*. Полученные данные характеризуют движение как скольжение по почти вертикальной поверхности смещения с юго-востока на северо-запад с одновременным поднятием восточной скользившей части».

Этот главный сдвиг сопровождается несколькими боковыми ответвлениями, имеющими меридиональное направление. Близ Касли и Кыштыма, где ССЗ нарушения изглаживаются, появляется серия расколов, имеющих ЮЮЗ простирание. Таким образом выясняется, что зоны смятия располагаются веерообразно около Уфимского плато. Выше уже было отмечено, что на юге с расколами связана целая серия надвигов. Область затухания главного сдвига, именно район Уфалейской и Каслинской дач, характеризуется, кроме того, поднятием глубоких частей интрузивных масс, в связи с чем находится особенно глубокий метаморфизм пород в этой области.

Мощные и сложные дислокации надвигового характера, несомненно, имеются против Уфимского плато западнее линий разрывов, устанавливаемых Кузнецовым и Захаровым; природа их отчасти выясняется упомянутой выше статьей О. Нейман-Пермяковой. Последняя из названных геологов изучила силурийские отложения в верхнем течении р. Уфы и ее притока Серги, немного южнее параллели Свердловска, и пришла к заключению, что контакт их с окружающими породами имеет тектонический характер. «Мы здесь имеем две чешуи, — говорит Нейман-Пермякова, — надвинутые одна на другую, и обе на крайней западной границе надвинуты на артинские отложения. Верхний силур с нижним девоном (слои с Karpinskya conjugula) слагают нижнюю чешую, покрываемую туфогенной свитой нижнего силура, которая, как правило, в Нижнесергинском районе залегает гипсометрически выше. Известняк р. Средней в Нижнесергинском заводе представляет окно нижней чешуи среди общего поля распространения верхнего покрова. Плоскость надвига довольно пологая, и только на контакте двух

чешуй наблюдается крутое падение ее (устье р. Бардыш)». Изучение карты показывает, что покровные надвиги верховьев р. Уфы не представляют местного явления, но тесно связаны с более северными дислокациями этого типа, которые мы рассмотрели выше. Едва ли можно сомневаться в том, что в рассматриваемой области имеется и третий покров, сложенный докембрийскими кристаллическими сланцами, которые прилегают к кварцитово-туфогенной нижнесилурийской толще с востока.

В литературе можно найти также указания на развитие надвинутых покровов в бассейне р. Сатки, притока Ая, против южного конца Уфимского плато. Однако позднейшие исследования Д. В. Наливкина [236] не подтверждают этого. Этот геолог вообще не склонен признавать существование в районе, прилегающем к Уфимскому плато, крупных надвинутых покровов и считает, что широко развитые здесь дизъюнктивные дислокации относятся к типу надвигов с крутыми плоскостями.

Работы А. А. Блохина [44] и А. Л. Яншина [453] проливают свет на строение более южных частей Урала, вплоть до северных частей Мугоджарских гор. Первый из названных геологов установил, что в местности, прилегающей с юга к р. Белой, можно различить западную автохтонную часть, где дислокация является относительно простой, и восточную, аллохтонную, где нарушения гораздо более сложны и интенсивны. Породы автохтонной полосы, до уфимских включительно, смяты в складки, которые на востоке очень резки и осложнены многочисленными надвигами, а на западе постепенно затухают. Аллохтон образован в основном огромными толщами сланцев древнепалеозойского возраста, но, кроме того, в его состав входят девонские и каменноугольные породы, по своей фации резко отличающиеся от соответственных пород западного склона и сходные с породами, развитыми на восточном склоне. Породы эти разбиты на ряд чешуй, надвинутых одна на другую по направлению с востока на запад; плоскости надвигов имеют крутое падение.

Весьма близкую к этой картину рисуют для северной части Мугоджар наблюдения А. Л. Яншина, который для Каргалинских гор устанавливает существование ряда чешуйчатых надвигов. Особенно ярко выступает здесь надвиг кремнисто-туфогенной свиты среднего и нижнего девона на верхний девон и каменноугольных и частично девонских отложений на артинские. Пермские породы перед надвигами смяты в складки. А. Л. Яншин не склонен видеть в изученных им надвигах проявление какого-либо крупного шариажа и оценивает горизонтальные перемещения всего в несколько (3—5) километров.

Из всего сказанного приходится сделать вывод, что тектоника Урала чрезвычайно сложна и что мы ее еще очень плохо знаем. Новые исследования как будто позволяют думать, что Урал ни в какой мере не напоминает Юрские горы, как это полагал на основе старого материала Бубнов, и что в его тектонике очень важную роль играют надвиги, которым отчасти обязана своим происхождением и своеобразная зональная структура хребта. С другой стороны, эта структура является отражением наличия крупных анти-

клинальных и синклинальных волн, идущих на огромное расстояние вдоль простирания хребта.

Все известные пока факты указывают на то, что движение масс в покровах происходило с востока на запад. Каково происхождение покровной структуры, мы пока еще не знаем, но нам представляется, что покровы не могут быть рассматриваемы как шарриажи альпийского типа. По всей вероятности, мы имеем здесь дело с покровами скалывания, часть которых возникла одновременно с основной герцинской складчатостью, часть же образовалась значительно позже в древнекиммерийскую фазу складчатости в процессе формирования складок в достаточно уже жесткой и неспособной к настоящим пликативным дислокациям среде.

Весьма неясным представляется еще вопрос о величине горизонтального перемещения надвигов. Из изучения геологической карты Урала и из статьи А. А. Блохина можно притти к заключению, что перемещения эти были весьма велики; А. Л. Яншин для Каргалинских гор, наоборот, не допускает крупных перемещений и думает, что они ограничивались немногими километрами. Так же, повидимому, думает и Д. В. Наливкин.

Тектоническая история Урала известна еще очень несовершенно. Д. В. Наливкин говорит по поводу складчатости на Урале следующее [242]: «Основная складчатость варисцийская. Намечаются судетская (между нижним и средним карбоном), уральская (между карбоном и пермью) и пфальцская (между пермью и триасом) фазы. Каледонская складчатость вероятна на западном склоне. Несомненна гуронская складчатость. Слабая киммерийская складчатость проявлялась только в Зауралье. Альпийская складчатость не проявлялась».

Большой интерес представляют взгляды Д. В. Наливкина на ход процесса складчатости в герцинское время. По этому поводу Д. В. Наливкин говорит следующее [236]. «Варисцийская складчатость является для района основной. Основные структуры, наблюдающиеся в нашем районе, связаны с ней». Главной ее особенностью по мнению Д. В. Наливкина является отсутствие резко выраженных, обособленных фаз. При этом по Д. В. Наливкину «несоответствие между силой отдельных фаз и всей складчатости может объясняться только непрерывностью тектонического движения в течение верхнего палеозоя. Тектоническое движение не концентрировалось в отдельные фазы и не прерывалось, а продолжалось почти без перерывов, равномерно нарастая и также равномерно ослабляясь». Начало движений в среднем карбоне, максимум — в начале перми, прекращение — в конце перми. При этом, как отмечает Д. В. Наливкин, тектонические движения, начинаясь на востоке, как бы передвигаются во времени на запад, где затухают значительно позднее, чем на востоке. При этом следует отметить, что на западном склоне Урала складчатые движения приобретают максимальное значение в течение уральской фазы, начавшейся здесь еще до начала пермского периода и закончившейся, вероятно, к концу артинского яруса.

«Изучение проявлений варисцийской складчатости показывает ее перемещение с востока на запад, подчеркивая тем самым

и западное направление давления, вызвавшего складкообразование. Западное направление давления подтверждается также и наблюдениями над проявлениями кливажа, а также и наблюдениями над перемещениями крыльев разорванных складок при опрокидывании их на запад; все эти перемещения происходят с востока на запад».

Относительно складкообразования в более древние эпохи, чем герцинская, данных имеется пока еще очень мало. Для Пай-хоя Е. А. Кузнецов [173] и для окрестностей Тирлянского завода на Южном Урале Дингельштедт [112] устанавливают следы древнейшей палеозойской складчатости, имевшей место, повидимому, во второй половине кембрийского периода.

Целый ряд указаний имеется в литературе на наличие следов настоящей каледонской складчатости, происходившей, как известно, в середине и в конце силурийского периода, а также складчатости в течение девонского периода [111, 292, 296, 400, 569 и др.], но они частью являются мало доказательными, частью же говорят о движениях, захвативших очень ограниченные площади.

Недавно Д. Г. Ожигалов, изучая состав нижнесилурийских и нижнедевонских конгломератов Южного Урала, в которых в изобилии попадаются гальки более древних пород того же района, пришел к заключению, что древние дислокации пользовались довольно широким распространением. Он говорит следующее [292]: «Образование Уральского хребта вызвано не только варисцийской складчатостью. В районе его происходили довольно мощные движения, связанные с каледонским и, возможно, салаирским диастрофизмом. Эти древние движения сказались на формировании в зоне Урал-тау крупных складок, воздымавшихся среди морского бассейна в виде довольно мощных горных сооружений и цепи островов. Денудация этих образований началась в силуре. За время силура они были значительно разрушены агентами выветривания и размывом. К началу нижнего девона подверглись уже разрушению интрузивные тела ультраосновной и кислой магм».

Г. А. Мирлин [569] устанавливает, что каменноугольные и верхнедевонские отложения на восточном склоне Южного Урала дислоцированы значительно слабее, чем более древние породы. Из этого он делает вывод, что складчатость, сопровождавшаяся интрузиями основных пород, имела место между средним и верхним девоном.

Палеозоем дислокации на Урале еще не закончились. Складчатость пермских отложений в полярном и южном Приуралье, относимая Д. В. Наливкиным к границе перми и триаса, могла происходить как в течение триаса, так и на границе его с юрой, т. е. относиться к группе древнекиммерийских горообразовательных движений. Наиболее вероятным кажется мне, что энергичная дислокация на Урале, приведшая к образованию части описанных выше дизъюнктивных нарушений, происходила в то же время, что и на Мангышлаке, т. е. в конце триаса. А. Л. Яншин [570] доказывает, что эпоха образования главных надвигов падает на конец нижнего или начало среднего триаса. Наличие достаточно интенсивной складчатости в рэтических и нижнеюрских отложениях восточного

склона хребта говорит о новокиммерийских дислокациях, а существование пологих изгибов в меловых породах этой области свидетельствует о слабых движениях третичного периода. Следует упомянуть, что современный рельеф Урала обязан поднятиям, происходившим в относительно недавнее время.

Герцинская складчатость на Урале сопровождалась очень крупными интрузиями гранитов, которые выходят на поверхность преимущественно в пределах пятой и шестой зон. Кроме того, судя по составу конгломератов, встречающихся в нижнесилурийских породах Среднего Урала, несомненно существование досилурийских гранитных интрузий. Интрузии основных пород, повидимому, относятся к девонскому периоду.

Тиман

Тиман, по моим представлениям, не является складчатым сооружением геосинклинального типа, а представляет такое же тектоническое сооружение в теле или на окраине Восточноевропейской плиты, каким является, например, Доно-Медведицкая антиклинальная зона. Описание его отнесено к настоящей главе чисто условно.

Орографически Тиман в северной его половине, к северу от течения Мезенской и Печорской Пижмы, представляет сочетание низких (175—250 *м*) и нередко плоских гряд и широких продольных долин. «Переходя от рек Пижм к югу, — говорит Ф. Н. Чернышев, — мы постепенно вступаем в область, где орографическая обособленность отдельных параллельных кряжей утрачивается, и вся местность принимает характер плоской возвышенности, представляя типичное плато размыва» [139, стр. 35]. Наивысшие точки и в этой части Тимана немногим превышают 200 *м*, и лишь в пунктах выходов древних серицитовых сланцев на западной окраине кряжа встречаются изолированные возвышенности в 280—325 *м* высотой.

О тектонике Тимана мы знаем по работам Ф. Н. Чернышева [409, 410, 411] и дополнениям к ним, сделанным А. Замятиным, Н. Н. Яковлевым, К. П. Калицким, Е. Д. Шлыгиным, В. К. Лихаревым и др. [133, 151, 174, 188, 434, 450].

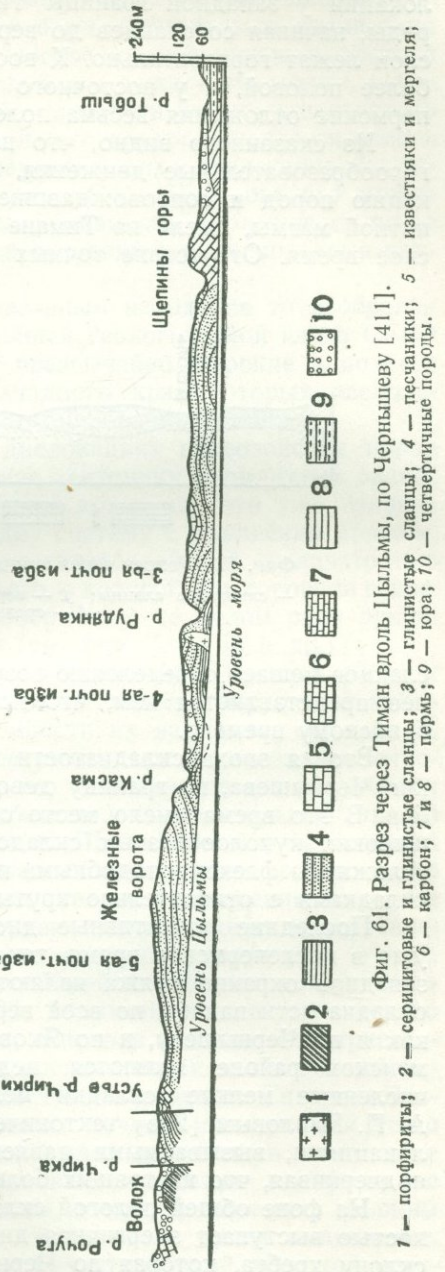
Древнейшими породами Тимана являются серые серицитовые и серицитово-глинистые сланцы, местами переслаивающиеся с биотитовыми сланцами и доломитами. Ископаемых эти породы, выступающие отдельными массивами вдоль западной окраины кряжа, не содержат, и возраст их остается неизвестным; наиболее вероятно, что они представляют докембрийские образования. На крайнем севере сланцы прорваны гранитами, сиенитами и габбровидными породами. В противоположность более молодым породам сланцы чрезвычайно энергично дислоцированы. На крайнем севере они с резким угловым несогласием покрываются верхним силуром.

Наиболее важную роль в строении Тимана играют верхнедевонские, частью, может быть, среднедевонские отложения, залегающие на севере на силуре, а в более южных местностях — непосредственно на серицитовых сланцах. Нижнекаменноугольные породы имеются только у южного окончания Тимана, на осталь-

ном же протяжении последнего как по западному, так и по восточному склонам хребта развиты только породы среднего и верхнего карбона, налегающие на девон с угловым несогласием. Наиболее молодыми породами, принимающими участие в строении Тимана, являются пермские.

Для ознакомления с условиями залегания пород, слагающих северный Тиман, мы приведем разрез, составленный Чернышевым по рр. Цыльме и Чирке; для южной части хребта примером может служить разрез Лихарева через Оч-Парму (фиг. 61 и 62).

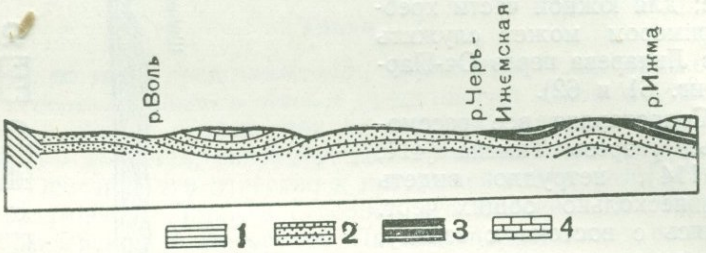
«Сопоставляя все рассмотренные разрезы Тимана [411, стр. 114], нетрудно видеть в них несколько общих черт. Двигаясь с востока к западу, мы всюду проходим вначале горизонтально залегающие слои верхней юры и нижнего мела, сменяемые далее полого приподнятыми пермскими и каменноугольными отложениями. Эти последние залегают несогласно и трансгрессивно на девонских осадках, изогнутых в пологие складки; в области Чайцына камня от берега Чешской губы до Печорской Пижмы, а частью в области Косьминского камня (южнее р. Цыльмы и в истоках р. Мезени) выступают среди девонских отложений диабазы и порфириты, частью прорывающие эти отложения, частью распространяющиеся среди них мощными обширными покровами, сопровождаемыми соответственными туфами. Но у западной границы Тимана отчетливо выражена полоса интенсивно дислоцированных пород, выражающаяся в крутых, даже опрокинутых складках и резких флексурах, сопровождаемых рядом крупных сбросов. К этой полосе интенсивной дислокации и приурочен выступ древнейших по возрасту на Тимане сланцев. На запад от упо-



Фиг. 61. Разрез через Тиман вдоль Цыльмы, по Чернышеву [411].
1 — порфириты; *2* — серицитовые и глинистые сланцы; *3* — глинистые сланцы; *4* — песчаники; *5* — известняки и мергеля; *6* — карбон; *7* и *8* — пермь; *9* — юра; *10* — четвертичные породы.

мянутой полосы, в ближайшем от нее расстоянии, все отложения залегают в общем горизонтально. В упомянутой интенсивной дислокации у западной границы Тимана принимают участие все породы, начиная со сланцев до верхней перми, и лишь верхнеюрские слои лежат горизонтально. К востоку складчатость становится все более пологой, и у восточного края Тимана каменноугольные и пермские отложения весьма полого склоняются к востоку».

Из сказанного видно, что настоящие геосинклинального типа горообразовательные движения, вызвавшие очень сильную дислокацию пород и сопровождавшиеся интрузиями сиенитовой и гранитной магмы, имели на Тимане место только в доверхнесилурийское время. Отсутствие точных сведений о возрасте серицитовых



Фиг. 62. Разрез через южный Тиман, по Лихареву [188].

1 — слюдяные сланцы; *2* — верхний девон; *3* — нижний карбон; *4* — средний карбон.

сланцев мешает определению возраста дислокаций, но всего вероятнее представляется нам, что последние относятся еще к докембрийскому времени.

Вторая эпоха складчатости приходится, если верны наблюдения Чернышева, на границу девона и карбона или на нижний карбон. В это время имело место образование лишь очень пологих и широких куполообразных складок, которые только местами были осложнены флексуроподобными изогнутиями и вторичными мелкими складками с относительно крутым падением слоев.

Последние пликативные дислокации имели место на Тимане уже в послепермское время, так как верхнепермские отложения по западной окраине кряжа являются резко нарушенными. Эта фаза складчатости падает, по всей вероятности, на триасовое время, так как и по Чернышеву, и по Яковлеву юрские отложения в Притиманском районе являются недислоцированными. Весьма многочисленные мелкие складки мезозойских отложений, считаемые А. П. Павловым [295] тектоническими, Яковлев сравнивает с дислокациями, вызываемыми давлением ледникового покрова, резко подчеркивая, что настоящих больших складок здесь не имеется.

На фоне общей пологой складчатости Тимана с особенной резкостью выступает энергичная дислокация пород по юго-западному склону хребта, которая по Чернышеву доказывает, что горообразующее давление было направлено с запада на восток. Для понимания тектоники хребта будущие исследования должны быть сосредоточены на этой последней области. Учитывая указания Чер-

нышева относительно резкой несимметричности хребта, а также горстового характера выходов древних серицитовых сланцев, можно было бы думать, что в строении хребта весьма важную роль играют надвиги скалывания, в которых серицитовые сланцы по полого наклоненным к востоку плоскостям надвинуты с востока на запад на девонские, каменноугольные и даже, быть может, пермские породы; такие же надвиговые плоскости могут существовать и в толще девонских пород. Если бы это предположение оказалось правильным, то Тиман в его современном виде представил бы типичную древнекиммерийскую складку плиты. В основе его может лежать широкая и пологая складка фундамента, сколовшаяся по ее западному крылу и осложненная здесь одним или несколькими надвигами.

В полном соответствии со сказанным находится то изображение Тимана, которое дано на новейшей геологической карте СССР [92]. Здесь отчетливо выступают чрезвычайно широкие и пологие складки девонских пород, у западного края которых располагаются выходы древних сильно дислоцированных сланцев.

До сих пор мы говорили о дислокациях палеозойских пород Тимана. Если принимать во внимание тектонику упомянутых сейчас докембрийских сланцев, то Тиманский кряж, как это уже издавна делалось, следует объединять в одну систему с Канинским кряжем, а через него возможно связывать с гиперборейской складчатостью о. Кильдина и полуострова Рыбачьего, о которой мы говорили выше.

Такие именно соотношения изображены на целом ряде приведенных выше тектонических схем (см. фиг. 7, 8, 50 и др.).

Н. С. Шатский [425] особенно подчеркивает в своих работах эту сторону дела. Признавая, что интенсивность нарушений в Тимане резко отличается от интенсивности их на Урале, он, однако, считает, что дислокации его более резки, чем на валах Восточноевропейской платформы. Явление это объясняется им различиями в возрасте докембрийского фундамента. «Сравнительный анализ платформ показывает, — говорит Н. С. Шатский, — что на молодых платформах последующие дислокации производят весьма часто более значительные нарушения, чем те же напряжения на более древних платформах. Поэтому я думаю, что варисцийские и древнекиммерийские движения, создавшие основные структуры Урала, слабо отразились на Восточноевропейской платформе, возраст кристаллического основания которой доиотнийский, и значительно сильнее на Тимане и в Притиманьи, основная складчатость кристаллического основания которых или послеиотнийская, но докембрийская, или кембрийская; это заставляет меня выделять Тиман из Восточноевропейской платформы. Правда, точных данных для этого весьма мало, но теоретически такой вывод вероятен: в самом деле кристаллическое докембрийское основание древних платформ не может быть совершенно однородным, в нем, несомненно, должны быть участки значительно более молодые и более подвижные, кроме того промежуток времени между ятулийской системой нарушений, карелидами и кембрием настолько значителен, что весьма вероятны орогеническая эпоха или орогенические эпохи, более древние, чем каледониды, и более молодые, чем карелиды. Дис-

локации Тимана связываются по простиранию с зоной нарушений полуострова Рыбачьего и о. Кильдина и Варангер-фьорда, осадки которых, правда, имеют очень много своеобразных черт, что, повидимому, зависит от близости каледонид».

Каких-либо крупных, принципиальных разногласий с моей точкой зрения здесь не имеется, но все же я считаю необходимым отметить, что в сказанном есть очень много произвольного. Во-первых, в южных валах платформы даже в мезозойских отложениях интенсивность дислокаций нередко бывает относительно очень велика и нисколько не уступает обычным тиманским. Вполне можно думать, что на глубине дислокации становятся гораздо более резкими и появляются такие же надвиги и смятия, какие наблюдаются на Тимане. Во-вторых, ни на чем не основано утверждение, что породы гиперборейского возраста отсутствуют в других частях платформы. В высшей степени вероятным является наличие их в недрах Восточнорусской впадины, в пределах которой развиты и другие валы. Для выделения Тимана таким образом нехватает тех самых оснований, на которые ссылается Н. С. Шатский.

Область между Уралом и Тянь-шанем
Вопрос о связи Урала с другими складчатыми сооружениями

Выше мы видели, что современный Уральский хребет оканчивается на юге Мугоджарскими горами. Это видимое окончание Уральской системы как орографического целого отнюдь нельзя считать действительным окончанием уральской системы складчатых сооружений, и едва ли можно сомневаться, что эти сооружения под покровом более молодых ненарушенных пород продолжаются на большее или меньшее расстояние к югу.

Современное южное окончание Урала в Мугоджарах не является первичным, и первоначально хребет далеко уходил на юг. В самом деле, хотя на западном склоне Южного Урала и наблюдается погружение осей складок в южном направлении, но породы осевой части и восточного склона без всяких изменений прослеживаются до южной оконечности Мугоджар; они исчезают здесь не вследствие затухания дислокаций, а лишь вследствие перекрывания древних пород несогласно пластующимися с ними мезозойскими и третичными.

Изучая условия залегания третичных и меловых пород в области, расположенной к югу от Мугоджар, можно наметить подземное продолжение Уральских складок. Первые попытки в этом направлении сделаны были мною на основе еще очень недостаточного фактического материала, причем я пришел к заключению, что мезозойские породы образуют пологие постумные складки (Чушкакульская антиклиналь, дислокации по восточной окраине песков Большие Барсуки), намечающие продолжение меридиональных уральских простираний до Аральского моря и Устюрта [12, 24]. В настоящее время иследования А. Л. Яншина в северном Приаралье вполне подтвердили эту мысль. Названный геолог сообщил мне следующие факты относительно тектоники интересующей нас области (фиг. 63).

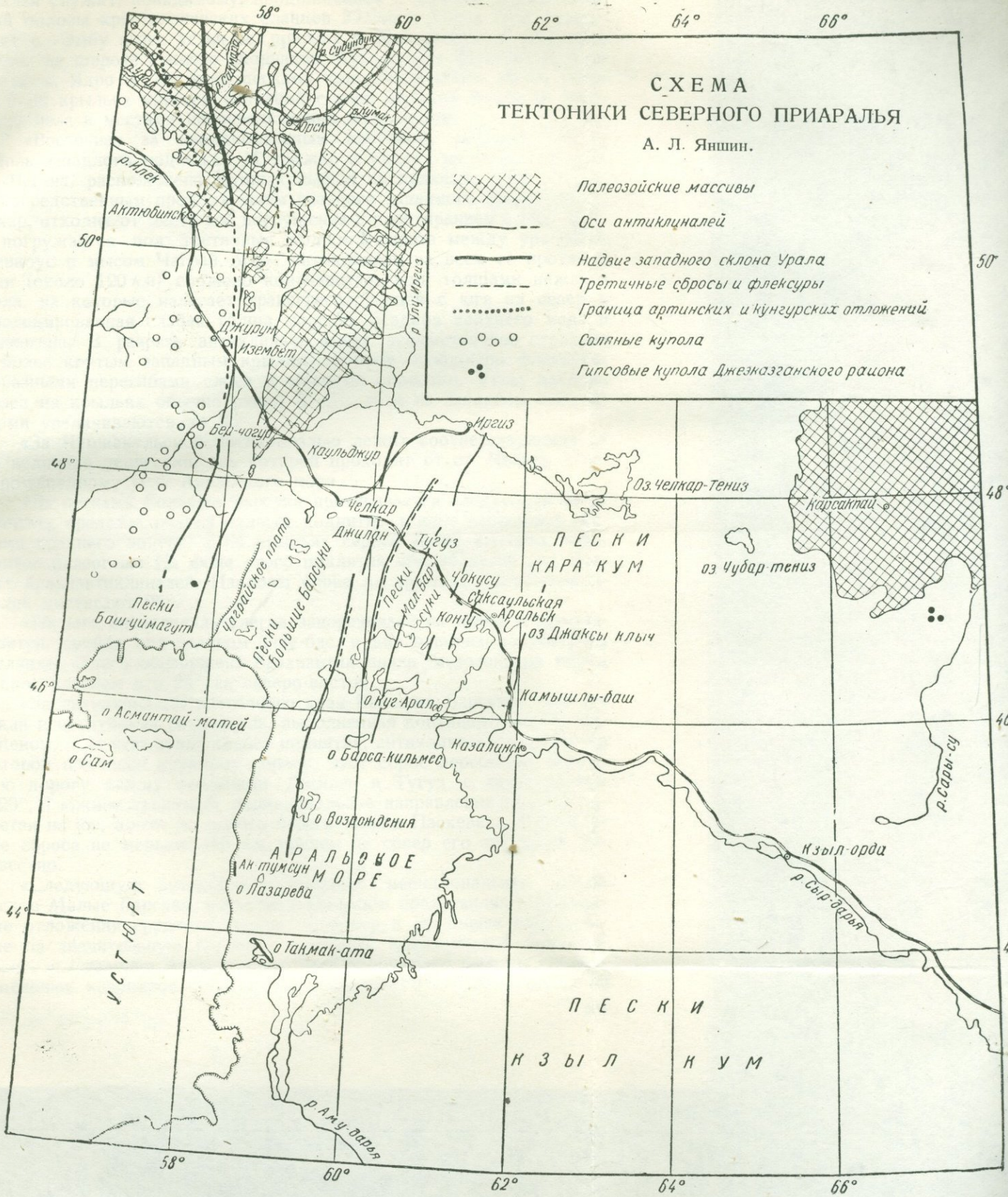


СХЕМА
ТЕКТОНИКИ СЕВЕРНОГО ПРИАРАЛЬЯ
А. Л. Яншин.
Палеозойские массивы
Оси антиклиналей
Надвиг западного склона Урала
Третичные сбросы и флексуры
Граница артинских и кунгурских отложений
Соляные купола
Гипсовые купола Джезказганского района
58°
60°
62°
64°
66°
50°
48°
46°
44°
Актюбинск
Орск
Иргиз
Челкар
Каульджур
Джилан
Тугуз
Оз. Челкар-тениз
Карсакпай
Оз. Чубар-тениз
Аральск
Оз Джаксы клыч
Камышлы-баш
Казалинск
Кзыл-орда
Пески Баш-уймагут
Пески Большие Барсуки
Пески Мал. Барсуки
Чокусу
Сиксаульская конт.
о Куг-Арал
о Асмантай-матей
о Сам
о Барса-кильмес
о Возрождения
о Лазарева
о Такмак-ата
АРАЛЬСКОЕ МОРЕ
Ак тумсун
ПЕСКИ КАРА КУМ
ПЕСКИ КЫЗЫЛ КУМ
УСТЮРТ
р. Сыр-дарья
р. Сары-су
р. Аму-дарья

Фиг. 63.

«Первая антиклиналь из системы складок северного Приаралья служит, повидимому, продолжением в мезозое антиклинальной полосы кристаллических сланцев Южного Урала. Она пересекает р. Эмбу выше устья ее притока р. Кум-джаран и отчетливо видна на широте южного окончания Мугоджар в бассейне р. Атаджаксы. Ядро ее сложено песками континентального альба, который на крыльях кроется неполной серией осадков морского верхнего мела и местами непосредственно палеоценом.

«Восточнее за меридиональным прогибом, который тянется вдоль западного подножья Мугоджар и уходит на юг к низовьям р. Чегана, расположена Чушкакульская антиклиналь. Она служит непосредственным продолжением главного западного хребта Мугоджар, отходит от места его погружения с простиранием в 185—200° и погружается под третичные толщи Устюрта между урочищем Кенкоус и мысом Чаграй. Ядро антиклинали на всем ее протяжении (около 120 *км*) сложено континентальными толщами нижнего мела, на которые налегает трансгрессирующая с юга на север и дислоцированная слабее толща морских осадков верхнего мела и палеогена. В разрезе антиклиналь имеет асимметричное строение с более крутым западным крылом, которое осложнено флексурообразными перегибами слоев и мелкими сбросами. Углы наклона слоев на крыльях обычно равны 3—5°, хотя на западном они местами увеличиваются до 35°.

«За Чушкакульской антиклиналью лежит соответствующая ей по величине депрессия, ось которой проходит от ст. Челкар к северо-западному углу Аральского моря.

«За песками Большие Барсуки протягивается следующая антиклиналь, представляющая пологое поднятие, в ядре сложенное песками среднего эоцена, а на крыльях серией более высоких горизонтов палеогена. На фоне этого поднятия обособляется ряд мелких брахиантиклиналей. Наклоны слоев на крыльях брахиантиклиналей достигают 25°.

«На юге антиклиналь слегка заворачивает на запад и продолжается, пройдя под заливом Тще-бас, в дислокациях полуострова Куланды. Здесь обнаружена брахиантиклиналь мезозойских пород с простиранием оси 28° на северо-восток.

«За антиклиналью восточного края Больших Барсуков следует узкая и неглубокая синклиналь, выполненная континентальным олигоценом, а за нею новая полоса поднятий, антиклинальный характер которой подчинен крупному сбросу; этот сброс пересекает железную дорогу между станциями Джилан и Тугуз с простиранием в 20°, а южнее принимает меридиональное направление и прослеживается на юг, почти до самого берега залива Паскевича. Протяжение сброса не меньше 140 *км*, причем на север его затухание неизвестно.

«Следующую антиклиналь намечает меридиональная полоса песков Малые Барсуки, которые в основном представляют развеянные отложения среднего эоцена, западнее и восточнее погруженные на значительную глубину. Севернее, вдоль старой почтовой дороги в Среднюю Азию, в ряде мест отмечаются выходы среднеэоценовых кварцитов с *Pectunculus aralensis* Rom. Еще севернее на

продолжении этих поднятий расположена скважина у озера Каракуль близ г. Иргиза, врезавшаяся на глубине 60 *м* в диориты (А. А. Козырев, 1927).

«За песками Малые Барсуки тип складчатости меняется. Здесь преобладают мелкие брахиантиклинальные структуры, которые не всегда удается связать в зоны поднятий. Такие структуры намечаются в западной и северо-восточной частях полуострова Кок-турнак, между ст. Чокусу и ст. Саксаульской и восточнее последней (пески Конту).

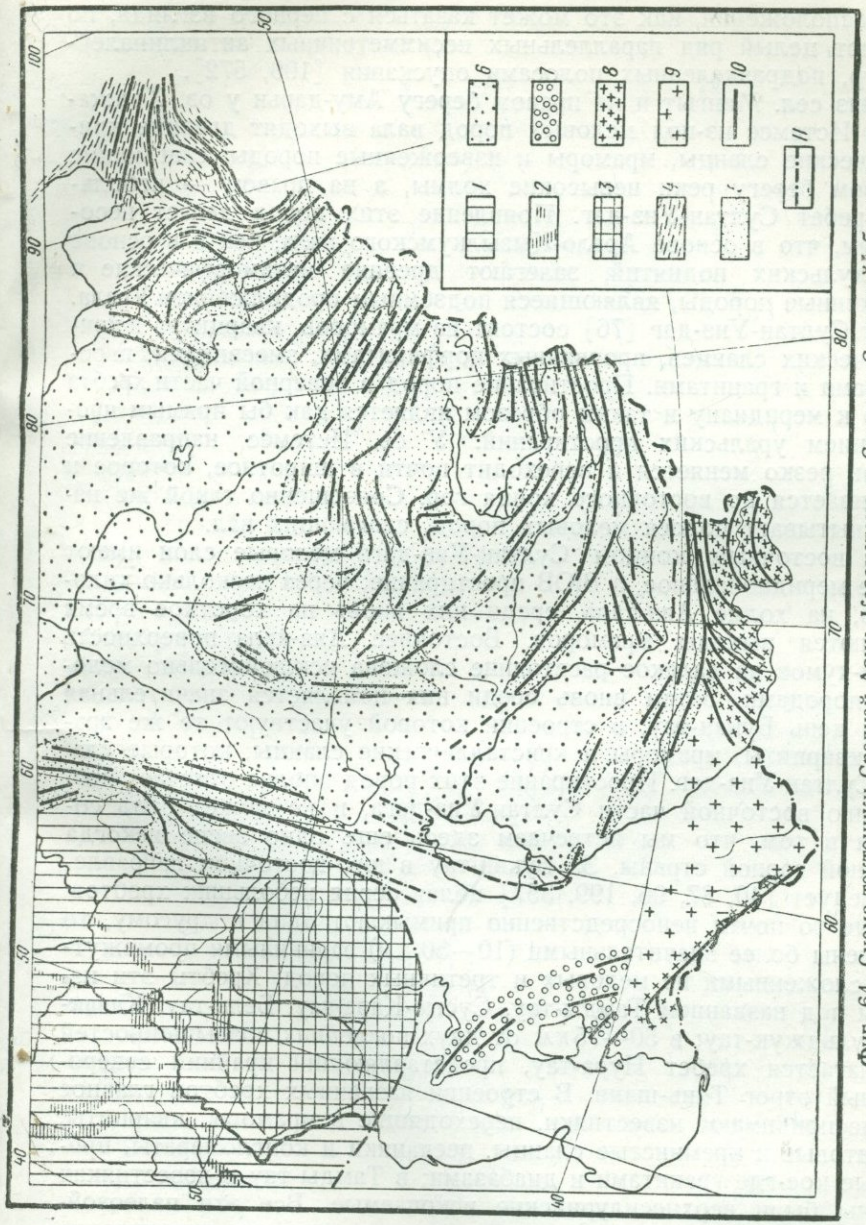
«Нет сомнения в том, что складчатая система Приаралья через бассейн нижнего течения р. Иргиза и междуречье между ним и р. Ульякояком соединяется с меридиональной системой складок меловых отложений в бассейне р. Тобола, установленной П. Л. Безруковым (1933).

«Общее уральское направление складок северного Приаралья, точное совпадение простирания Чушкакульской антиклинали с простиранием антиклинальной зоны западного хребта Мугоджар, непосредственным продолжением которого к югу она является, неглубокое залегание палеозоя в зоне поднятий близ г. Иргиза и резкое сокращение разреза мезозойских отложений в антиклиналях, установленное глубокими буровыми вдоль линии железной дороги, — позволяют предполагать, что дислокации северного Приаралья по своему плану являются постумными, унаследованными от герцинской эпохи орогенеза, что они развивают структурные формы этого орогенеза и что в ядрах антиклиналей здесь на сравнительно небольшой глубине повсюду залегают палеозойские породы».

Многочисленные следы размывов и местных несогласий, которые замечаются в антиклинальных полосах на различных уровнях меловых и третичных отложений, дают Яншину основание принимать, что процесс формирования этих поднятий был очень длительным и продолжался до четвертичного времени.

Весьма интересная полоса поднятий пересекает в меридиональном направлении Аральское море, продолжаясь на юг от него в пустыню Кызыл-кум. Начинается она на севере на полуострове Куланды, в южной части которого имеется брахиантиклиналь меловых пород с падением крыльев до 30°. Дислоцированные меловые слои с падением на ВЮВ выходят также южнее, на о. Возрождения и на о. Лазарева; из меловых же пород, простирающихся на ЗСЗ, состоит о. Токмак-ата, близ юго-западного берега моря [44] и мыс Ак-тумсук на западном берегу последнего. К западу и к востоку от этой полосы выходов верхнего мела на островах и берегах Арала развиты спокойно залегающие третичные породы. Исходя из этих данных, можно предполагать, что выходы мела на берегах и островах Арала представляют остатки размытого и, быть может, разорванного сбросами вала. Между этим валом и западным берегом моря располагается полоса наибольших глубин, что дало повод Бергу предполагать здесь существование сброса.

Продолжение вала к югу ясно чувствуется в низовьях Амударьи и в северных частях Кызыл-кумов [572] (фиг. 64). Слабо наклоненные на восток меловые слои выходят в дельте Аму-дарьи на возвышенности Куба-тау (у Кунграда), Кран-тау, Бурлы-тау,



Фиг. 64. Схема тектоники Средней Азии, Казахстана и Салаиро-Саянской области.

1 — Русская платформа; *2* — валы и купола в пределах этой платформы; *3* — область распространения соляных куполов; *4* — каледонские складчатые сооружения; *5* — герцинские складчатые сооружения в области выходов складчатого фундамента на поверхность; *6* — то же в области глубокого залегания фундамента; *7* — мезозойские складчатые сооружения; *8* — третичные; *9* — предгорные впадины третичных складчатых горных сооружений; *10* — простирания; *11* — простирания складок и валов мезозойских и третичных пород в районе впадин герцинского фундамента.

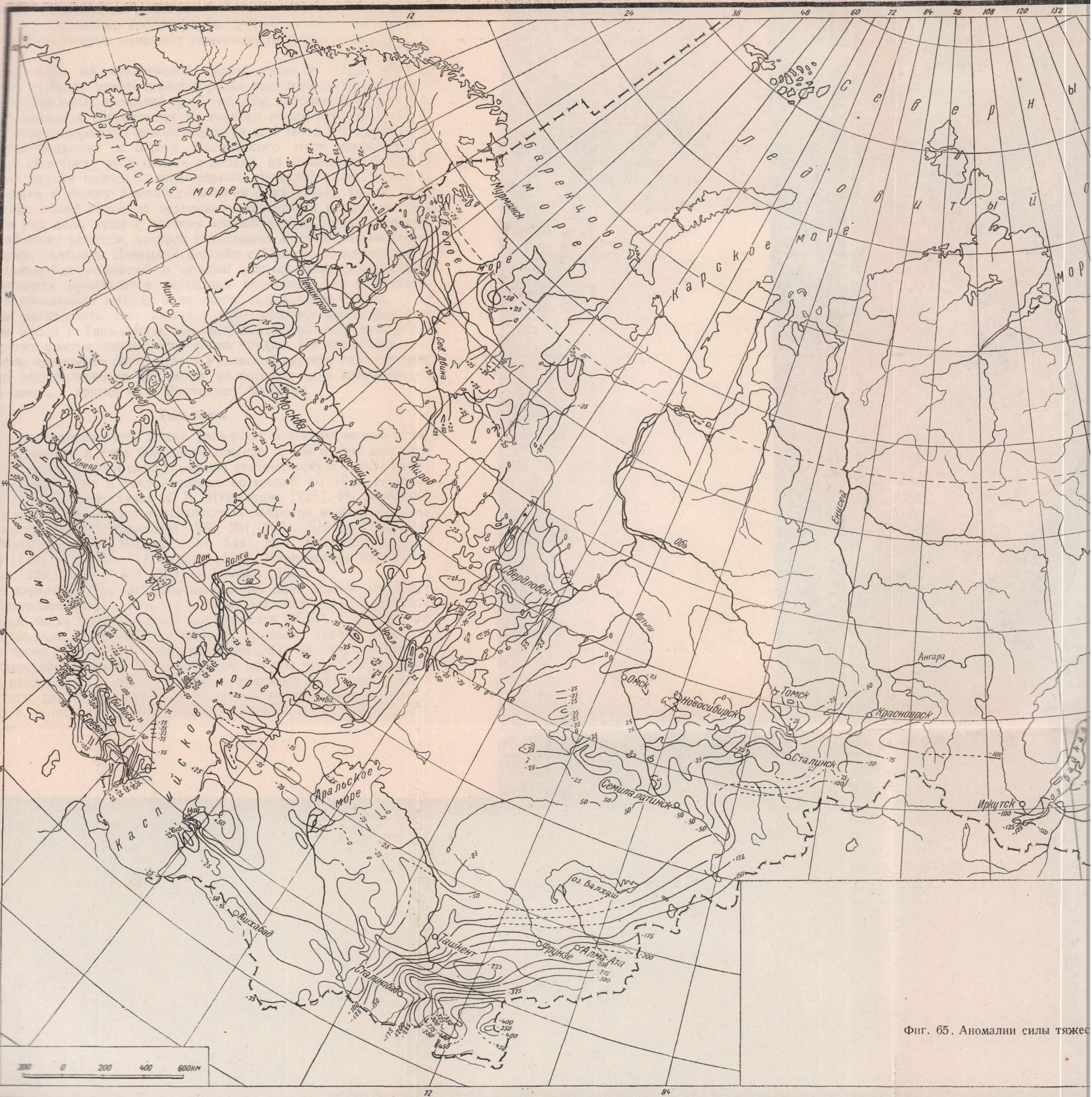
расположенных одна за другой в меридиональном направлении. К западу от линии, соединяющей эти возвышенности, на Устюрте, развиты горизонтальные олигоценовые и миоценовые породы, а к востоку от нее, на Кушкана-тау и Бель-тау, также горизонтальные олигоценовые отложения. У г. Ходжейли полоса меловых пород поворачивает на юго-восток и уходит в этом направлении во внутренние части Кызыл-кумов. Изучение северных Кызыл-кумов показывает, что меловые породы не имеют простого антиклиналь-

ного расположения, как это может казаться с первого взгляда, но образуют целый ряд параллельных несимметричных антиклиналей-флексур, подразделенных полосами опускания [199, 572].

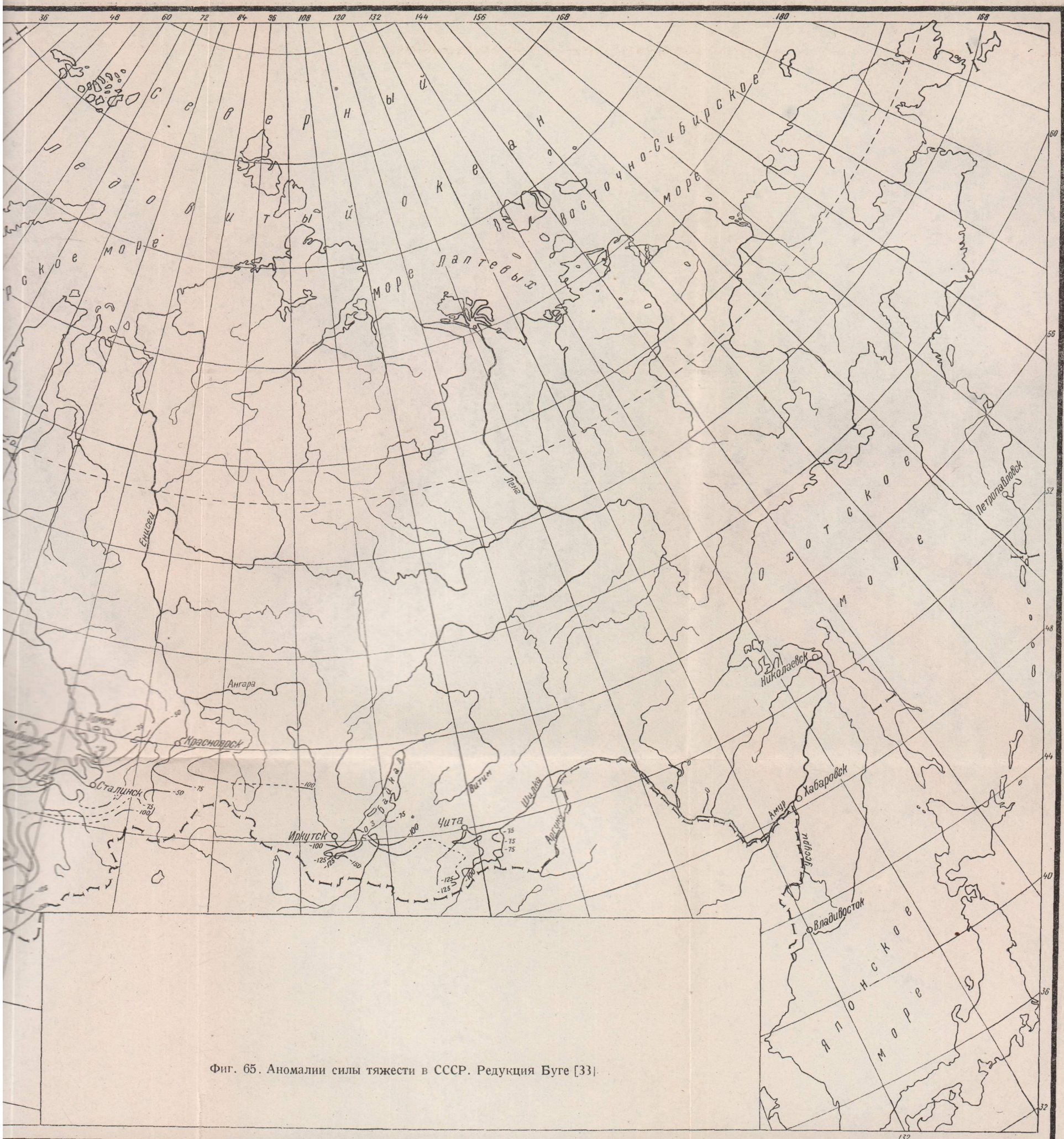
Близ сел. Мангыт и на правом берегу Аму-дарьи у оз. Ходжакуль и Истемес из-под меловых пород вала выходят древние кристаллические сланцы, мраморы и изверженные породы, слагающие на левом берегу реки невысокие холмы, а на правом — небольшой хребет Султан-Уиз-даг. Появление этих пород делает несомненным, что в основе Арало-Кызылкумского вала, как и в основе Чушкакульских поднятий, залегают древние метаморфические и изверженные породы, являющиеся подземным продолжением Урала. Хребет Султан-Уиз-даг [76] состоит из мраморов, кварцитов и кристаллических сланцев, прорванных порфиритами, змеевиками, пироксенитами и гранитами. Простирание пород в северной части хребта близко к меридиану и таким образом является как бы прямым продолжением уральских простираний. У оз. Истемес направление складок резко меняется и переходит почти в широтное, которое и удерживается до восточного конца гор. Совершенно такой же изгиб испытывает полоса меловых пород, слагающих вал.

За восточным концом Султан-Уиз-дага меловые слои имеют уже не меридиональное, а ВЮВ простирание; через несколько километров, на холме Аяз-кала, среди них вновь на короткое время появляются выходы мраморов. Восточнее Аяз-кала поверхность Кызыл-кумов на далекое расстояние сложена исключительно меловыми породами. Затем вновь среди них появляется значительная горная цепь Букан-тау, в строении которой участвуют те же граниты, кварциты, мраморы и кристаллические сланцы, которые слагают Султан-Уиз-даг. Простирание этих пород вполне отвечает простиранию восточной части Султан-Уиз-дага, и не может быть сомнения в том, что мы встречаем здесь еще одно звено некогда сплошной горной страны. За Букан-тау в юго-восточном направлении следует [40, 87, 96, 199, 357] целая серия небольших хребтов, которые то почти непосредственно примыкают один к другому, то разделены более значительными (10—50 *км*) равнинными промежутками, сложенными из меловых и третичных пород. Хребты эти известны под названием Тамды-тау, Сусыз-Кара-тау, Бель-тау, Казак-тау, Кульджук-тау; в 50—75 *км* от двух последних возвышенностей располагается хребет Нура-тау, представляющий крайний северо-западный отрог Тянь-шаня. В строении названных хребтов главное участие принимают известняки, переходящие в мраморы, кварциты, кварцитовые и кремнистые сланцы, песчаники и конгломераты, прорванные кое-где гранитами и диабазами; в Тамды-тау в известняках найдены были верхнесилурийские ископаемые. Все эти палеозойские породы сильно дислоцированы; господствующее простирание их в западной части района широтное, а в восточной северо-западное. Меловые и третичные отложения сложены в пологие складки, разбитые сбросами.

Не может быть сомнения в том, что все эти разбросанные в средней полосе Кызыл-кумов изолированные возвышенности составляли некогда один или несколько параллельных непрерывных хребтов, доходивших до Султан-Уиз-дага и Куба-тау.



Фиг. 65. Аномалии силы тяжес



Фиг. 65. Аномалии силы тяжести в СССР. Редукция Буге [33].

Сопоставляя все эти факты, легко притти к заключению, что Урал через посредство подземного фундамента Арало-Кызылкумского вала и Кызылкумских гор-останцев связывается в одно целое с южными дугами Тянь-шаня.

В самое последнее время гравиметрические исследования принесли факты, которые намечают возможность и иного решения вопроса.

Как видно из прилагаемой карты аномалий силы тяжести (фиг. 65), к Уралу приурочивается резко выраженная полоса крупных положительных аномалий силы тяжести, которая протягивается в меридиональном направлении до южного конца Мугоджар [33]. Южнее полоса аномалий поворачивает на юго-запад и с таким простиранием подходит к берегу Каспийского моря южнее устья р. Эмбы. Навстречу этой полосе с запада, из Донецкого бассейна проходит другая полоса положительных аномалий силы тяжести, подходящая к берегу Каспийского моря близ устьев Волги. Расположение обеих полос не позволяет сомневаться в том, что мы имеем в них дело лишь с частями единой полосы положительных аномалий силы тяжести, которая опоясывает Восточноевропейскую платформу, связывая Донецкий бассейн с Уралом. Сопряженность рассматриваемых аномалий с обоими упомянутыми складчатыми сооружениями проявляется настолько отчетливо, что в справедливости сделанного вывода о их связи сомневаться трудно.

Как согласовать этот вывод с наметившимся ранее выводом о связи Урала с Тянь-шанем, который подтверждается целым рядом других фактов, сказать еще очень трудно. Не исключена возможность, что южнее Мугоджар в Уральской системе складок происходит расщепление на две ветви, из которых одна направляется к Тянь-шаню, а другая — к Донецкому бассейну.

Тянь-шань

В противоположность Уралу Тянь-шань в тектоническом отношении привлекал к себе большое внимание, и мы имеем для него уже достаточно разработанную общую тектоническую схему. История географических и тектонических воззрений до 1916 г. изложена в томе I «Туркестана» И. В. Мушкетова [235]. Из новейших работ в отношении общих тектонических вопросов наибольшее значение имеют работы Николаева [260, 261, 262], Лейхса [513, 514, 516], Махачека [517], Штилле [541, 544], Н. Г. Кассина с сотрудниками [149], Аделунга [1], Губина [102], Марковского [203], Наливкина [239, 241], Пейве [303] и Чуенко [420].

По характеру рельефа Тянь-шань очень мало похож на Урал и представляет очень сложную систему высоких горных хребтов, восточные части которой лежат вне пределов СССР. К востоку от оз. Иссык-куль, близ государственной границы, хребты эти довольно тесно сближены и имеют в общем ЗЮЗ простирание, но по мере движения на запад они принимают сначала широтное, а затем и ЗСЗ направление и вместе с тем мало-помалу отделяются один от другого, давая при этом в ряде случаев многочисленные разветвления, т. е. образуя многочисленные и очень резко выраженные виргации.

В общем, вследствие указанных изменений простирания, получается система горных дуг, обращенных выпуклостью на юг, тесно сближенных между собой на востоке и веерообразно расходящихся и разветвляющихся на западе.

Северным членом системы хребтов Тянь-шаня является Заилийский Ала-тау, который на 46-м меридиане отклоняется на северо-запад, переходя в южную часть Чу-Илийских гор. Следующий к югу хребет, расположенный по северному побережью Иссык-куля, к югу от среднего течения р. Или, носит название Кунгей-Ала-тау, а восточнее Иссык-куля и р. Кеген — хребта Кетмень. На 46-м меридиане Кунгей-Ала-тау не отклоняется на северо-запад, как предыдущие, но продолжается за Буамским ущельем, образуемым прорезающей хребет р. Чу, в широтном направлении, в виде Александровского или Киргизского хребта. В верховьях р. Талас, приблизительно под 74° в. д., Александровский хребет начинает постепенно отклоняться на северо-запад и к западу от р. Талас, прорезающей его около г. Джамбула, переходит в северо-восточную ветвь гор Кара-тау.

Южнее Киргизского хребта располагается Таласский Ала-тау, который в восточных частях тесно связан с Киргизским, а на запад прослеживается как самостоятельное целое приблизительно до меридиана Джамбула. Еще далее к югу, между южным берегом оз. Иссык-куль и верховьями р. Нарын, лежит широтный хребет Терскей-Ала-тау, который на западе затухает несколько восточнее меридиана Джамбула, а на востоке, меняя свое направление на ВСВ, доходит до высочайшей горной группы Хан-тенгри (7200 *м*).

У западных окончаний Таласского Ала-тау и Терскей-Ала-тау начинается грандиозная виргация северно-тянь-шаньских складчатых горных сооружений, вследствие чего число хребтов значительно увеличивается, и они расходятся веерообразно, направляясь, с одной стороны, на северо-запад, с другой — на юго-запад; северо-западное направление в этом пучке хребтов имеет юго-западная ветвь хребта Кара-тау, которая протягивается вдоль правобережья р. Сыр-дарьи почти до 36-го меридиана, где палеозойские породы погружаются под ненарушенные мезозойские и третичные отложения. На запад и юго-запад направляется целый пучок складчатых хребтов, из которых главнейшими являются Угамский, Пскемский и Чаткальский; последний служит северо-западным ограничением Ферганской котловины, отделяющей северный Тянь-шань от южного.

Между Терскей-Ала-тау и северным краем Ферганской котловины располагается сложная серия складчатых хребтов, приблизительно широтного направления, которые, по мнению А. В. Пейве [303], образуют веерообразные пучки складок, затухающих к западу. На востоке эта система хребтов обрезается Ферганским хребтом, северо-западное простирание которого странным образом пересекает широтное и северо-восточное направления других членов горной системы. По господствовавшим до самого последнего времени представлениям Ферганский хребет представляет гигантскую «горизонтальную флексуру», которая образовалась вследствие того, что Терскей-Ала-тау у своего западного конца резко поворачивает на юго-восток и в виде Ферганского хребта доходит до восточного

конца Алайского хребта, расположенного к югу от Ферганской котловины; здесь простирания вновь резко изгибаются и принимают прежнее широтное направление.

Южнее Терскей-Ала-тау от Хан-тенгри отходит на ЗЮЗ еще несколько пока еще очень мало известных хребтов, которые прослеживаются в западном направлении до Ферганского хребта, окаймляя и подразделяя здесь на части вторую крупнейшую впадину Тянь-шаня — Нарынскую.

Южным членом гигантского пучка хребтов, отходящего на запад от Хан-тенгри, является Кокшал. Протягиваясь в ЗЮЗ направлении, он подходит к южному концу Ферганского хребта. Здесь простирание меняется на широтное, и хребет, тянущийся по южной окраине Ферганской впадины, получает название Алайского. У западного конца Ферганы под 40° в. д. Алайский хребет сменяется Туркестанским, параллельно которому к югу от долины р. Зеравшана располагается Зеравшанский хребет. Туркестанский хребет постепенно отгибается на север, принимает ЗСЗ простирание и западнее железнодорожной линии переходит в хр. Нура-тау и параллельный ему хребет Ак-тау, тянущийся вдоль правобережья нижнего течения р. Зеравшана. Зеравшанский хребет продолжается в возвышенности, следующей вдоль левого берега р. Зеравшана. Нура-тау и параллельные ему гряды, сопровождающие с севера и юга течение р. Зеравшана, близ Бухары и Нур-ата понижаются и теряются в песках южных Кызыл-кумов. Продолжением их служат изолированные горные гряды, разбросанные в средней полосе пустыни Кызыл-кум; об этих возвышенностях мы уже говорили.

Кокшал вместе с другими упомянутыми сейчас хребтами составляет южный Тянь-шань, геологическая история и геологическая структура которого резко отличаются от северной половины системы.

К югу от Алайского и Зеравшанского хребтов располагается сложная система хребтов, образующих ряд дуг, обращенных выпуклостью к северу, а не к югу, как это имеет место в горных дугах Тянь-шаня. По своему возрасту эта Памиро-Алайская система резко отличается от Тянь-шаня и будет рассматриваться нами в дальнейшем.

Полного согласия в том, где следует проводить границу Памирской и Тяньшаньской системы, не существует, и некоторые геологи относят еще к Тянь-шаню Гиссарский хребет, образующий по нашим представлениям уже северную окраину Памирской системы [303].

Описанные хребты разделяются частью продольными речными долинами, частью же крупными бассейноподобными впадинами. Между Кунгей-Ала-тау и Терскей-Ала-тау располагается котловина оз. Иссык-куль. На границе северного и южного Тянь-шаня лежит огромная Ферганская котловина и отделенные от нее Ферганским хребтом долины Нарына, Ат-баша и Ак-сая.

В строении Тянь-шаня принимает участие весьма мощная и сложная толща пород, не только докембрийских и палеозойских, но также мезозойских и кайнозойских. Распространение этих пород в соответствии с возрастом горной системы весьма различно. В со-

став хребтов входят почти исключительно докембрийские и палеозойские образования, тогда как мезозойские и кайнозойские отложения приурочиваются почти исключительно к долинам и котловинам, разделяющим хребты, а также к западной окраине всей горной системы; лишь на юге, в Ферганском и Алайском хребтах, мезозойские породы являются высоко приподнятыми.

Выше мы указывали, что Тянь-шань можно подразделить на две части — северную и южную, или, как говорят обычно, на группу северных и группу южных дуг. Границу между ними обычно проводят от Хан-тенгри по южному склону Терскей-Ала-тау на Сонкуль и далее на запад по течению р. Нарына и по северной окраине Ферганской котловины.

Другие геологи, как А. В. Пейве [303], выделяют Ферганскую котловину в особое тектоническое целое, которое разделяет северный Тянь-шань от южного. От восточного конца котловины граница проводится А. В. Пейве поперек Ферганского хребта к оз. Чатыркуль и к Кокшалу. Мы будем следовать предложению А. В. Пейве.

В основе изложенного деления, введенного в науку Д. В. Наливкиным [241], лежат, как было указано выше, различия в истории развития и тектонике южных и северных частей системы.

Для северного Тянь-шаня прежде всего характерно особенно широкое развитие докембрийских и древнепалеозойских пород, тогда как в южном Тянь-шане докембрий резко отступает на задний план, и наряду с древним палеозоем весьма важную роль играют верхнедевонские и каменноугольные отложения. Кроме того, северная и южная части значительно разнятся по полноте развития и фациям палеозоя. В северных дугах верхний силур и нижний и средний девон, весьма полно развитые на юге, вовсе отсутствуют или их место занято красноцветными, лишенными ископаемых породами, а также изверженными породами и их туфами. В верхнем девоне и нижнем карбоне на севере, наряду с морскими, развиты континентальные и лагунные фации, а во всем верхнем палеозое, начиная со среднего карбона, морские отложения часто вовсе отсутствуют. В южных дугах как верхний девон, так и карбон выражены почти исключительно морскими отложениями.

Вполне установившихся взглядов на тектонику Тянь-шаня не существует, и в последнее время разработанная ранее тектоническая схема подвергается коренной переработке.

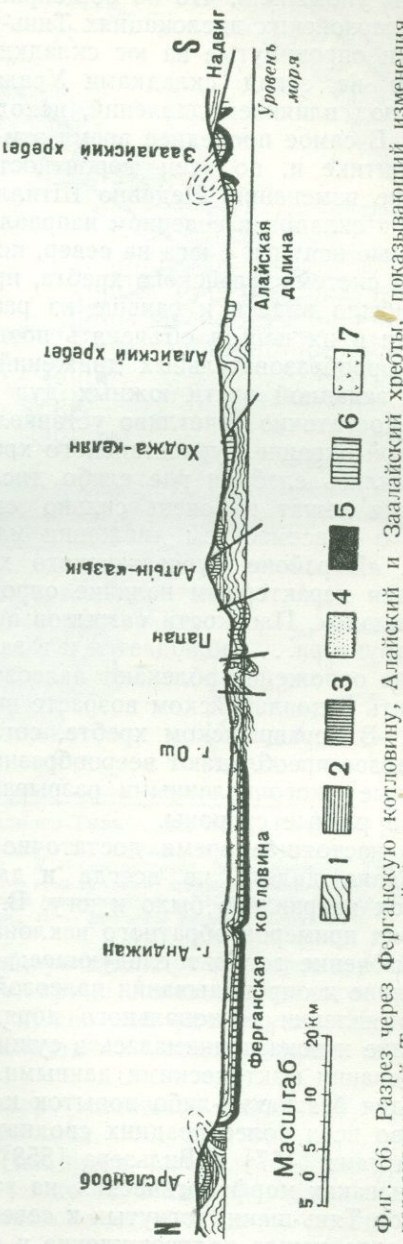
В основном складчатая структура Тянь-шаня создалась в палеозойское время и относительно слабо была переработана позднейшими альпийскими горообразовательными движениями. Согласно господствовавшим в недавнем прошлом представлениям, палеозойский Тянь-шань представлял систему складчатых горных дуг, обращенных выпуклостью к югу и обязанных своим возникновением давлениям, направленным с севера на юг. Под влиянием этого давления складки Тянь-шаня являются опрокинутыми на юг. С наибольшей отчетливостью эта древняя структура сохранилась в северных хребтах. В южном Тянь-шане, особенно в Алайском хребте, под влиянием позднейшего, альпийского, горообразовательного давления, направленного с юга на север, герцинские складки

были в значительной степени переработаны и запрокинуты на север. Схематический профиль (фиг. 66) иллюстрирует эти взгляды на соотношения складчатости северных и южных дуг.

В эпоху мезозойских и третичных горообразовательных движений Тянь-шаньская горная система испытала деформации того типа, который получил от Штилле название яксартского [540]. Здесь возникли складки весьма большого радиуса, которые в процессе своего формирования вследствие жесткости деформируемого субстрата были разбиты множеством продольных трещин, по которым происходили многочисленные сбросы, превратившие страну в конечном счете в систему горстов и грабенов. Современные хребты Тянь-шаня и представляют такие антиклиналигорсты, тогда как разделяющие их долины и впадины являются огромными синклиналями-грабенами, которые были заполнены мезозойскими и третичными отложениями.

Движения глыб, на которые был разбит палеозойский массив Тянь-шаня, происходили с большой энергией в неогеновую и четвертичную эпоху и не прекратились до настоящего времени, проявляясь между прочим в весьма сильных землетрясениях.

Иностранными геологами, в первую очередь Штилле [541], а по их примеру и многими русскими, придавалось большое значение Ферганской котловине, в недрах которой предполагается наличие древней докембрийской глыбы, разделяющей обе системы складчатости. Расположенная к северу от этой глыбы часть Тянь-шаня соединялась Штилле в единую систему с Уралом, под названием урали д, в то время как южная часть входила в систему герцинских складчатых соору-



Фиг. 66. Разрез через Ферганскую котловину, Алайский и Заалайский хребты, показывающий изменения первоначальной Тянь-шаньской (варисцийской) складчатости последующей Памирской (третичной), вызванной серию надвигов и расколов.

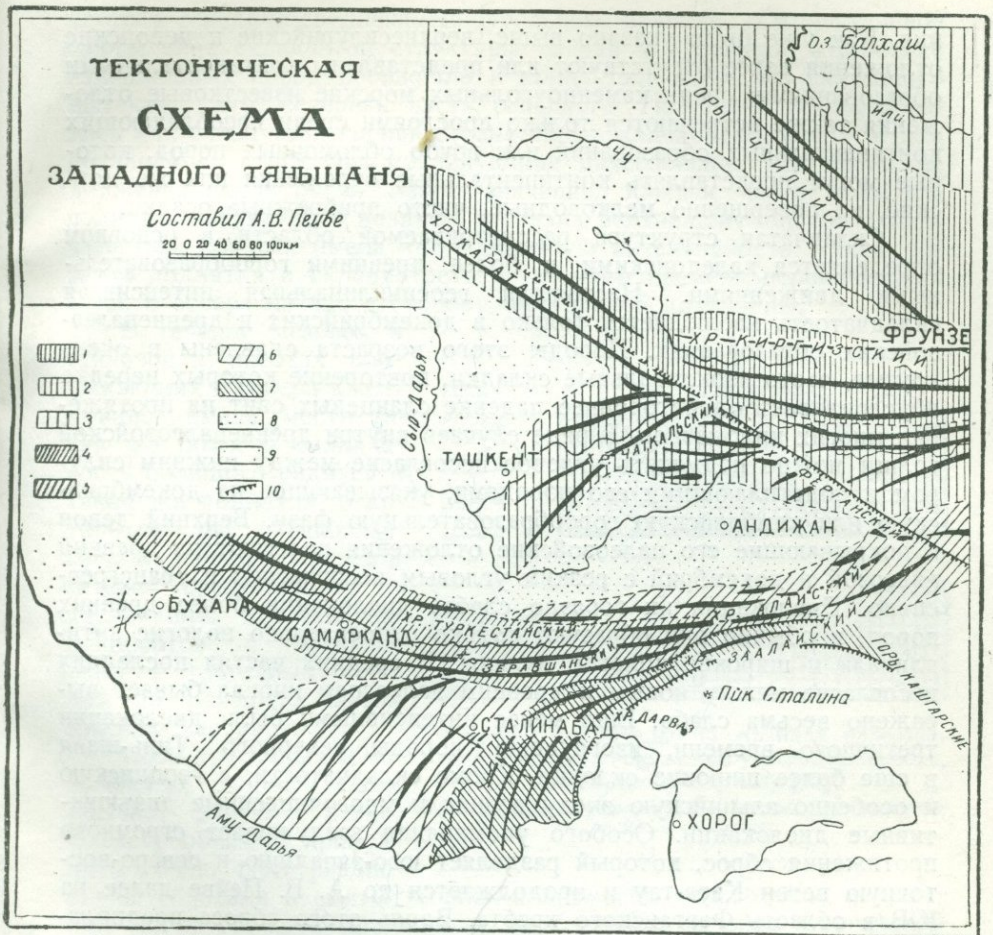
1 — кембро-силур; *2* — девон; *3* — карбон; *4* — верхний палеозой; *5* — юра; *6* — мел и палеоген; *7* — неоген.

жений Европы или ренид. Фиг. 22 хорошо передает идеи Штилле. Изложенные представления в настоящее время подвергаются коренной переработке.

Мы упоминали, что по общепринятому взгляду движение масс при палеозойских дислокациях Тянь-шаня происходило с севера на юг. Эти опрокинутые на юг складки легко связывались с опрокинутыми на запад складками Урала, возникшими подобно Тянь-шаню под влиянием давлений, исходивших со стороны Сибирской плиты. В самое последнее время эти взгляды подвергаются серьезной критике и, по всей вероятности, должны будут претерпеть большие изменения. Недавно Штилле [541] показал, что опрокидывание складок в северном направлении и мощные, прекрасно выраженные надвиги с юга на север, которые развиты в южном Тянь-шане в системе Алайского хребта, представляют, как это, впрочем, легко было видеть и раньше из работ В. Н. Вебера, первичные явления и их нельзя объяснять позднейшим воздействием альпийских горообразовательных движений.

В западной части южных дуг характер герцинской складчатости достаточно отчетливо устанавливается по северной и северо-западной окраине Туркестанского хребта, где альпийские движения проявлялись слабо и где слабо дислоцированные мезозойские отложения лежат на очень сильно смятых палеозойских породах. Здесь о повсеместном движении масс к югу говорить не приходится. «В районе Туркестанского хребта для строения палеозоя является характерным наличие опрокинутых на север изоклинальных складок. Плоскости разрывов преимущественно падают к югу. Эта структура... наблюдается и в западной части хребта, где мезозойские отложения облекают палеозой и где таким образом можно говорить о доальпийском возрасте внутренней структуры палеозоя» [202]. В Зеравшанском хребте, согласно указаниям Марковского, в палеозое преобладают веерообразные структуры, сильно деформированные многочисленными разрывами, плоскости которых наклонены в разные стороны.

В настоящее время достаточно выяснено, что и в северном Тянь-шане далеко не всегда и далеко не везде опрокидывание складок направлено было к югу. В. Николаев [260] приводит целый ряд примеров обратного наклона осевых плоскостей складок и в заключение говорит следующее: «Можно утверждать, что идея о наклоне и опрокидывании палеозойских складок Тянь-шаня к югу, как о явлении регионального порядка, имеет лишь ограниченное значение и пока принималась в сущности на веру, без достаточного обоснования фактическими данными. Со времени И. В. Мушкетова эта идея без каких-либо попыток к критической проверке фигурирует во всех более поздних сводках, не исключая и новейших работ Аргана [457] и Вильзера [558]. Основанная главным образом на признаках морфологических, на характерной дугообразной форме хребтов Тянь-шаня, вогнутых к северу и выпуклых к югу, эта идея как будто нашла подтверждение в более поздние годы в разрезах южного склона центрального Тянь-шаня (Gröber, Keidel). Мы должны отметить, что в ряде случаев, в элементах структуры крупных орогеологических единиц не южное, а северное направление



Фиг. 67. Тектоническая схема западного Тянь-шаня, по А. В. Пейве [303].

1 — центральная зона северного Тянь-шаня; *2* — южная зона северного Тянь-шаня; *3* — северная зона северного Тянь-шаня; *4* — центральная зона южного Тянь-шаня; *5* — северная зона южного Тянь-шаня; *6* — южная зона южного Тянь-шаня; *7* — северная внешняя зона Памира; *8* — Ферганская депрессия; *9* — Кашкадарьинская, Приташкентская и Чуйская депрессии; *10* — разломы первого порядка.

является определяющим и доминирующим. Кроме разрезов Кейделя и Кассина, для Терской-Ала-тау, кроме Александровского хребта, Таласского Ала-тау и Кара-тау, нужно еще упомянуть о Нура-тау, где так характерны резко опрокинутые к северу складки нижнего палеозоя».

Перейдем к краткому обзору тектоники Тянь-шаня, следуя в основном сводкам А. В. Пейве [302, 303; фиг. 67].

Северная часть северного Тянь-шаня, которую Пейве, причисляющий к системе Тянь-шаня также Чу-Илийские горы и значительную южную часть Казахстанского палеозойского массива, называет центральной зоной Тянь-шаня, состоит главным образом из древних кристаллических сланцев нижнего палеозоя и огромных массивов изверженных пород, преимущественно гранитов; значительную роль играют также нижнекаменноугольные отложе-

ния. Как уже было указано выше, верхнесилурийские и девонские отложения вовсе отсутствуют или представлены континентальными образованиями; среди каменноугольных морские известковые отложения также встречаются только прослоями среди преобладающих континентальных образований или грубо обломочных пород, которые могут представлять континентальные отложения или же морские, но совершенно мелководные, чисто прибрежные осадки.

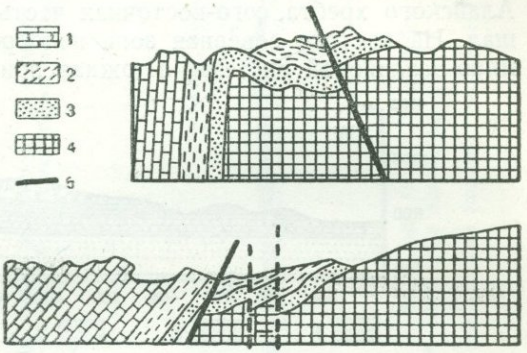
Складчатая структура рассматриваемой области в основном определяется каледонскими и более древними горообразовательными движениями. Настоящая геосинклинальная интенсивная складчатость наблюдается только в докембрийских и древнепалеозойских образованиях. Породы этого возраста сдавлены в очень крутые, часто изоклинальные складки, повторение которых нередко обусловливает одностороннее падение сланцевых свит на протяжении многих километров. В ряде случаев внутри древнепалеозойской толщи можно подметить угловое несогласие между нижним силуром и подстилающими его породами, указывающее на докембрийскую или кембрийскую горообразовательную фазу. Верхний девон и покрывающие его палеозойские отложения налегают на древний палеозой и докембрий с резким угловым несогласием и трансгрессивно. Дислокация их гораздо слабее дислокации более древних пород, и обычно они образуют только относительно пологие антиклинали и широкие пологие мульды. В средних частях последних несогласие между новым и древним палеозоем иногда бывает выражено весьма слабо. Еще менее интенсивными были дислокации третичного времени, изогнувшие породы северного Тянь-шаня в еще более широкие складки. Кроме складчатости, в герцинскую и особенно альпийскую эпоху возникли многочисленные дизъюнктивные дислокации. Особого упоминания заслуживает огромного протяжения сброс, который разделяет юго-западную и северо-восточную ветви Кара-тау и продолжается по А. В. Пейве далее на ЮВ в область Ферганского хребта. Вдоль этого сброса предполагалось существование огромного надвига, обусловливающего ненормальный тектонический контакт северного и южного Тянь-шаня [302], что Пейве считает (и повидимому, справедливо) неправильным.

В южной полосе северного Тянь-шаня, т. е. в юго-западной ветви Кара-тау и в виргациях, прилегающих с севера к Ферганской котловине, стратиграфия и характер тектоники меняются. Широко распространен верхний силур. Верхний девон и нижний карбон здесь развиты в основном в виде чисто морских отложений, именно известняков, но в северных частях района нижнекаменноугольные породы частично переходят в мощные толщи гипсов. Чрезвычайно характерно далее для южной полосы северного Тянь-шаня развитие весьма мощных эффузивных изверженных пород. Выше следуют еще мощные толщи верхнепалеозойских пород.

Характерной тектонической особенностью рассматриваемой полосы является широкое распространение несогласий между верхним силуром и девоном, указывающее на наличие новокаледонской складчатости и поднятий. Далее, значительная складчатость и вторжение мощных гранитных интрузий Чаткальского хребта имели

место в середине среднекаменноугольного времени. «Окончательное оформление складчатой структуры района и вторичное вторжение изверженных пород произошло к концу палеозоя». Из сказанного вытекает, что северная часть северного Тянь-шаня сформировалась как складчатая горная страна еще в каледонское время и для создания ее структуры последующие палеозойские тектонические движения имели очень малое значение. Южная часть испытала поднятия значительно позднее, в связи с верхнепалеозойской складчатостью, которая имела здесь большую интенсивность. Таким образом поднятия и складчатость с течением времени перемещаются здесь с севера на юг, в сторону Ферганской котловины.

В течение мезозоя и кайнозоя в хребтах, примыкающих с севера к котловине, имела место такая же пологая складчатость большого радиуса и такие же поднятия, с которыми мы познакомились на севере. Большой интерес представляют те дислокации, которые наблюдаются в мезозойских и третичных породах по окраинам палеозойских массивов.



Фиг. 68. Дислокации по окраинам палеозойских массивов в Нарынском угленосном районе, по Горскому и Огневу [99].

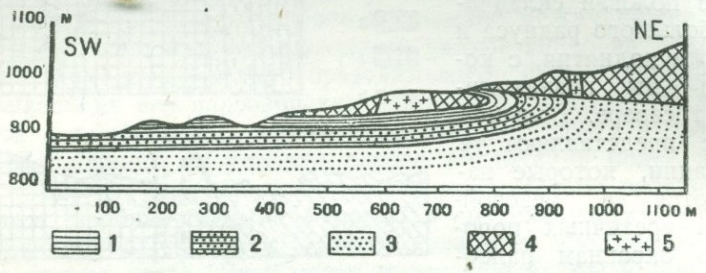
1 — меловые породы; *2* и *3* — юрские; *4* — палеозойские; *5* — сбросы.

Слои третичных и мезозойских пород здесь обычно бывают резко, флексурообразно приподняты и очень часто раздроблены сбросами и смяты; хорошим примером такого типа нарушений могут служить дислокации на северной окраине Ферганской котловины (фиг. 68) [99]. Кроме того, здесь очень часто наблюдаются надвиги древних палеозойских пород на молодые мезозойские и третичные образования; надвиги эти не имеют какого-либо одного определенного направления, но обращены в сторону впадин, которые могут быть со всех сторон окаймлены ими. Исключительно интересные примеры таких надвигов изучены Королевым [158] по окраинам гор Кара-мазар близ Ходжента (фиг. 69). Кроме указанных дислокаций, мезозойские и третичные отложения по окраинам гор претерпевают нередко довольно энергичные складчатые деформации. По западной окраине гор, в районе между Ташкентом и Чимкентом, меловые и третичные породы образуют многочисленные широкие купола, в основе которых располагаются также палеозойские образования, местами выходящие на поверхность, местами же еще не вскрытые эрозией.

Для пояснения сказанного о структуре северного Тянь-шаня мы приводим разрезы через Чу-Илийские горы и западную часть Заилийского Ала-тау по Кассину [146] (фиг. 70) и через Каратау — по Веберу [72] (фиг. 71).

Переходим теперь к характеристике южного Тянь-шаня, оставляя пока в стороне Ферганскую котловину, которая отделяет его от описанной сейчас северной части горной системы.

Область южного Тянь-шаня подразделяется А. В. Пейве на три зоны, из которых южную, включающую Гиссарский хребет и Таджикскую виргацию, мы относим к Памирской системе; в соответствии с этим центральную зону А. В. Пейве мы будем называть южной частью южного Тянь-шаня. Эта южная полоса состоит в основном из хребтов Нура-тау на западе, Туркестанского и Зеравшанского в середине и западной части Алайского на востоке. В состав северной полосы входят предгорья Туркестанского и Алайского хребтов, обнимающие южную Фергану, восточная часть Алайского хребта, юго-восточная часть Ферганского и далее Кокшал. На востоке северная зона непосредственно примыкает к Памиро-Заалайской системе, а южная зона здесь выклинивается.



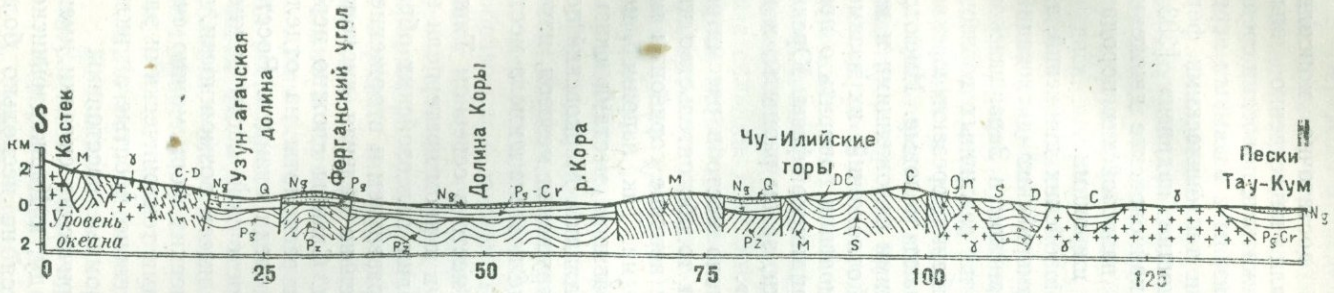
Фиг. 69. Надвиги на юго-западной окраине гор Кара-мазар, по Королеву [158].

1 — известняки ферганского яруса; *2* и *3* — меловые пески и песчаники; *4* — палеозой; *5* — сиениты.

В южной зоне наибольшим распространением пользуются мощные толщи морских силурийских отложений, и меньшую роль играют девонские и каменноугольные породы, также морского происхождения; мезозойские и кайнозойские образования сохранились лишь в немногих пунктах, зажатые в синклиналях.

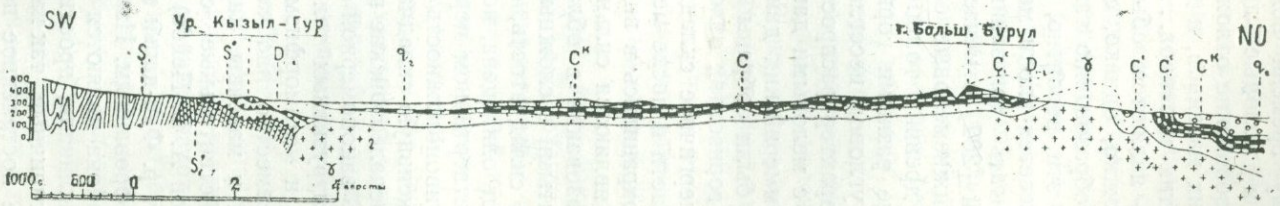
Наличие среди силурийских пород местами мощных линз конгломератов и местных несогласий показывает, что в верхнесилурийское время местами происходило образование пологих антиклинальных и синклинальных складок. В мощных известняковых толщах девона и нижнего карбона нельзя подметить никаких указаний на тектонические движения. Более интенсивное, чем в силуре, складкообразование имело место в среднем карбоне, что видно из несогласного налегания среднего и верхнего карбона на более древние породы и наличия соответственных стратиграфических перерывов. А. В. Пейве предполагает, что в эту эпоху намечены были главнейшие основные черты тектонической структуры. Дальнейшее развитие и усложнение складчатости имели место в следующую фазу складчатости, которая падает по общепринятым представлениям на конец палеозоя. К этой же последней эпохе относится и внедрение крупных гранитных батолитов.

Что касается мезозойских и кайнозойских движений, то они были достаточно интенсивны, но согласно господствующим воззре-



Фиг. 70. Разрез через Чу-Илийские горы и Заилийский Ала-тау по Н. Г. Кассину [146].

M — метаморфические сланцы; γ — граниты; Gn — гнейсы; Pz — палеозой; S — силур; D — девон; C — карбон; P — пермь; J — юра; Cr — мел; Pg — палеоген; Ng — неоген; Q — четвертичные породы.



Фиг. 71. Разрез через хребет Кара-тау и Большой Бурул, по Веберу (горизонтальный и вертикальный масштабы одинаковы).

S — силур; D — девон; C — карбон; q — четвертичные породы; γ — граниты.

ниям «не изменили складчатой структуры хребтов, и созданные ими тектонические формы строго подчинены палеозойскому структурному плану.

К этому времени вся область была достаточно консолидирована, и молодые движения создавали качественно иные формы. Мезозойские отложения залегают зажатыми полосами среди палеозойских массивов, и дислокации их связаны с взаимным пересечением этих массивов... Доминирующими тектоническими формами здесь являются обычно круто падающие надвиги» [303]. Едва ли можно, однако, сомневаться, что кайнозойские движения привели к образованию также и складок в палеозойских породах, но складки эти, вероятно, были пологими и широкими.

Что касается эпохи мезозойских и кайнозойских движений, то можно считать доказанным наличие киммерийских дислокаций. Марковский [202] отмечает, что в Туркестанском и Зеравшанском хребтах «нижнемеловые отложения лежат на различных горизонтах более древних толщ. Меловые отложения срезают юрские, а последние разными горизонтами подстилают меловые. Имеются данные об угловом несогласии между юрскими отложениями и меловыми. Характер распространения юрских отложений, их взаимоотношения с меловыми дают некоторые основания говорить о проявлении киммерийских движений, и именно андийской фазы. Юрские отложения были собраны в пологие складки, затем размыты, и на различных горизонтах отложились меловые».

Что энергичное складкообразование имело место в рассматриваемой области и после мезозоя, показывает то обстоятельство, что там, где сохранились в виде полос и пятен верхние горизонты мезозоя, они являются сильно дислоцированными. Так, например, меловые образования в области долины Зеравшана местами оказываются смятыми в сложные, опрокинутые складки. Марковский полагает, что складчатость, вызвавшая эти нарушения мезозоя, началась в конце олигоцена, повторилась в конце неогена и имела место еще и в четвертичном периоде.

В противоположность тому, что имеет место в северном Тяньшане, интенсивную складчатую дислокацию в южном претерпели не одни древнепалеозойские породы, но вся толща палеозойских образований. «В закономерной связи с мощным развитием и вторжением больших интрузивных тел стоит исключительно сильная дислоцированность и метаморфизм осадочных толщ. Сланцы сложно перемяты, повсеместно плойчаты, а известняки расколоты на отдельные глыбы и массивы, как бы плавающие среди сланцев. Восстановить действительные структуры для восточной части южной (центральной А. В. Пейве) зоны мы пока не имеем возможности, но к западу от р. Фан-дарьи характер тектонических форм можно считать расшифрованным. Наиболее характерными тектоническими элементами района являются крупные, относительно простые антиклинали и синклинали, простирающиеся на огромные расстояния.

«Это типичные, так называемые цилиндрические складки, имеющие общее постепенное погружение к западу, к Кашкадарьинской депрессии, где они одновременно ветвятся на несколько более мелких складок». Складки эти осложнены многочисленными на-

двигами, которые особенно сильно развились, повидимому, в эпоху альпийских горообразовательных движений.

Переходя в пределы северной зоны южного Тянь-шаня, мы видим прежде всего изменение типа тектоники. Вместо описанных сейчас весьма длинных цилиндрических складок в палеозое здесь господствуют короткие брахиантиклинали и купола. В особенности хорошо развит этот тип в южной Фергане.

«Вся зона, — говорит А. В. Пейве, — характеризуется широтно вытянутыми брахиантиклиналями и мульдами, иногда сильно перемятыми и опрокинутыми. Они кулисообразно подставляют одна другую, причем, как уже было отмечено в литературе, каждая южная кулиса, или подстава, заходит дальше к западу. Такое строение сильно осложнено еще многочисленными надвигами, многие из которых альпийского возраста». Что касается складок мезозойских и кайнозойских отложений, то они образованы в результате куполообразного вздутия палеозойского основания. Первый тип складок образован в результате куполообразного вздутия палеозойского ядра, которое со всех сторон облекается мезозоем. Иногда это вздутие разорвано по крылу вдоль длинной оси.

«Другой тип складок в сравнительно немощном рыхлом чехле мезо-кайнозоя связан с движениями палеозойских массивов, иногда сдвигающихся один другому навстречу. В результате в мезозое возникают широкие мульды, имеющие часто дополнительные срединные складки. При одностороннем движении палеозойского массива вдоль него образуется в мезозойских и третичных отложениях ряд сравнительно мелких складок, которые можно назвать фронтальными. При удалении от палеозойского массива они постепенно затухают».

Изменяется при переходе в северную зону также и эпоха образования складчатой структуры. Здесь вовсе отсутствовали или были выражены весьма слабо среднекаменноугольные движения, и начало герцинской складчатости падает на верхний карбон. Таким образом и в южном Тянь-шане тектонические движения запаздывают по мере приближения к Ферганской котловине.

Последнее, что нужно здесь отметить, — это исключительно мощное развитие известняков, которые охватывают в северной зоне и верхний силур, и девон и, наконец, нижний и средний карбон. Мощные толщи обломочных пород начали накопляться здесь только в верхнем карбоне.

Нам остается сказать несколько слов о Ферганской котловине. Из всего предыдущего следует, что современная впадина располагается на месте того участка палеозойской геосинклинальной области, который издавна отличался спокойным накоплением мощных известняковых осадков и позже других был затронут складчатостью, которая от расположенных севернее и южнее центров складчатости медленно смещалась в сторону котловины.

Интенсивность верхнепалеозойской складчатости в пределах этого участка была, судя по всему, очень невелика.

История развития Ферганской котловины, как она представлена А. В. Пейве, как будто противоречит широко распространенным представлениям о том, что в основе этой котловины лежит древняя

докембрийская глыба и что именно наличие такой глыбы обусловливает характерные изгибы горных хребтов, которые как бы обходят ее. В действительности, представление это только кажущееся. Легко понять, что если в пределах геосинклинальной области располагается относительно небольшая древняя срединная масса или глыба, не испытывающая складчатости, то образование складчатых горных хребтов будет происходить лишь по соседству с нею. В результате глыба окажется окруженной возвышенными областями смыва, занятая ею область превратится в район интенсивного отложения обломочных и иных осадков, и на ее месте могут накопиться огромные толщи осадочных пород, совершенно скрывающих древний фундамент. Таким образом мы можем предполагать, что и на месте Ферганской впадины древний устойчивый массив существовал в конце докембрия или в нижнем палеозое, но позднее опустился на большую глубину, погребенный под более молодыми породами.

Джунгарский Ала-тау и Чу-Илийские горы

Севернее Тянь-шаня, отделяясь от него широкой долиной верхней половины течения р. Или и впадиной нижнего течения р. Чу, располагается складчатая страна, теснейшим образом связанная со складчатыми горными сооружениями северной Джунгарии. Разветвляясь или образуя гигантскую виргацию перед огромной впадиной, которая занята озерами Ала-куль, Сасык-куль и Балхаш и расположенными южнее последнего песками Сары-Ишик-отрау и Тау-кум, складчатая система северной Джунгарии дает начало двум комплексам складчатых горных сооружений.

Одна из этих систем, расположенная южнее Балхаш-Алакульской впадины, построена относительно просто и образует гигантскую, выпуклую к югу дугу, которая слагается на востоке из Джунгарского Ала-тау, в средней части — из Чу-Илийских гор и на западе — из складчатых сооружений Бет-Пак-дала или Голодной степи.

Северная система, имеющая чрезвычайно сложное строение и на западе тесно связанная с предыдущей через посредство складчатых сооружений Голодной степи, получила в свое время от Зюсса название Киргизской складчатой страны. Я называю ее Казахской складчатой страной или палеозойским массивом Центрального Казахстана. Остановимся сначала кратко на системе Джунгарский Ала-тау — Чу-Илийские горы и затем рассмотрим складчатые сооружения Центрального Казахстана вместе с районом Голодной степи.

Джунгарский Ала-тау расположен к северу от верхнего течения р. Или; с поворотом последней на северо-запад река пересекает хребет, отделяя от него Чу-Илийские горы, расположенные между рр. Чу и Или. В восточной части Джунгарский Ала-тау имеет широтное направление, но в западной отклоняется на юго-запад. Простирание Чу-Илийских гор СЗ. Совместно с Джунгарским Ала-тау они образуют огромную дугу, выпуклую на юг. Восточный конец этой дуги находится в Китае, западный же образует юго-вос-

точную окраину палеозойского массива Центрального Казахстана. Близ Капала от Джунгарского Ала-тау отходит на северо-запад еще одна короткая ветвь, довольно быстро понижающаяся и теряющаяся в песках Прибалхашской котловины (Сары-Ишик-отрау). Новейшей сводной работой по Джунгарскому Ала-тау мы обязаны М. М. Юдичеву [443, 444], которому и будем следовать в нашем изложении.

В строении Джунгарского Ала-тау участвуют кристаллические сланцы и гнейсы, условно относимые к докембрию, и сложная серия палеозойских пород, среди которых палеонтологически доказано присутствие верхнего силура, всех отделов девона и карбона; кроме того, в западной части развиты породы, содержащие остатки пермских растений.

«Два главных водораздельных хребта Джунгарского Ала-тау представляют, по М. М. Юдичеву, крупные антиклинали, оси которых погружаются к западу и, повидимому, также к востоку». Долины р. Кок-су-Боротала и р. Или, разделяющие эти хребты и ограничивающие горную группу с юга, приурочены к широким синклинальным прогибам.

Ядра упомянутых антиклиналей состоят из гнейсов и кристаллических сланцев, простирание которых направлено на северо-запад на 310—330° и не совпадает с направлением хребтов, что имеет место по отношению к более молодым породам. Силурийские и девонские породы дислоцированы весьма интенсивно и согласно и обнаруживают одинаковую степень метаморфизма; эффузивные породы этого возраста превращены в зеленокаменные. Вышележащие каменноугольные породы налегают на них несогласно. Это указывает на эпоху складчатости на границе девонского и каменноугольного периодов, которая сопровождалась гранитными интрузиями.

Юдичев предполагает, что, кроме этой фазы, складкообразовательные движения имели место в среднем карбоне и в конце перми; те и другие сопровождались интрузиями гранитов. Дислокация каменноугольных отложений несколько менее интенсивна, чем силурийских и девонских; зеленокаменного изменения изверженные породы верхнего палеозоя не обнаруживают.

В общем Джунгарский Ала-тау имеет веерообразную структуру, так как складки на северном склоне наклонены к северу, а на южном — к югу.

Третичные породы, выполняющие долины крупных рек, также дислоцированы, но слабо. В одних случаях они залегают почти совершенно горизонтально, в других же наклонены и образуют пологие складки. По краям горных массивов наблюдаются надвиги палеозоя на третичные породы.

В пределах Джунгарского Ала-тау имеются многочисленные следы молодых поднятий, которые имели место в третичный и четвертичный периоды и сопровождались многочисленными расколами, прорезывающими как палеозойские массивы, так и третичные отложения. Передвижения по этим расколам обусловливают образование целой серии уступов. Наиболее яркими следами поднятий являются платообразные поверхности хребтов, нередко значительно

наклоненные; о размерах поднятий говорит то обстоятельство, что эти остатки древнего пенеплена встречаются на высоте 3000 и даже 4000 *м*. Характерно, что уступы на северном и южном склонах располагаются на одной приблизительно высоте. Например верхняя ступень лежит на севере на 2500—3000 *м*, а на юге — на 2500 *м*, средняя на севере имеет высоту 1800—2500 *м*, а на юге — 1800 *м*. Последняя, третья ступень, на севере лежит на 1400—1700 *м*, а на юге — на 1400 *м*.

«Уступообразный характер рельефа, — говорит М. М. Юдичев, — дает основание сделать предположение о том, что Джунгарский Ала-тау как горная страна в своих размерах все увеличивается, т. е. другими словами, более молодыми поднятиями захватываются новые равнинные области. Такое заключение подтверждается четвертичными разрывами, возраст которых становится более древним от равнинных частей к главному водоразделу».

М. М. Юдичев полагает, что поднятие Джунгарского Ала-тау имеет характер сводового вспучивания, обязанного своим происхождением боковому давлению.

Палеозойский массив Центрального Казахстана

По своему рельефу палеозойский массив Центрального Казахстана резко разнится от Тянь-шаня. Для его характеристики воспользуемся словами Н. Г. Кассина [148]: «На всей огромной территории, кроме северной окраины, киргизские степи представляют холмистую страну (мелкосопочный рельеф), некогда заполненную горными палеозойскими цепями, а в настоящее время сильно денудированную, выравненную и местами, ближе к окраинам, обращенную почти в равнину. Типичный мелкосопочный рельеф киргизских степей представляет смену одиноко стоящих округлых невысоких холмов и каменных гряд и широких долин с озерными котловинами на них. На этом, в общем однообразно волнистом фоне на отдельных участках поднимаются более высокие группы гор и горных кряжей; мелкосопочный рельеф сменяется горным. Таким рельефом выделяются горы Улутауские, Кокчетавские, Баянаульские, Каркаралинские, Кент, Конур-Кульджа, Чингиз-тау, Мурджик и ряд других, расположенных на водоразделе между оз. Балхаш и р. Чу с одной стороны и бассейном р. Иртыша — с другой. В восточной части рельеф страны более гористый; на севере каменные гряды и холмы переходят в предгорья Алтая (Калбинский хребет), на юге тянется мощный Тарбагатайский хребет, на востоке соединяющийся с хребтом Саур; оба они ограничивают с юга обширную Зайсанскую депрессию. Средние высоты центральной водораздельной полосы между Балхашом и Иртышским бассейном 500—600 *м*; к югу и к северу высоты местности уменьшаются до 350—300 *м* на юге и 100 *м* на севере. Отдельные вершины более высоких гор поднимаются: Улутауские горы на 1200 *м*, Баянаульские — 1200 *м*, Конур-Кульджа — 1500 *м*, Чингиз — 1500 *м*, хребет Тарбагатай — до 1700 *м*, Саур — до 1800 *м*».

К сказанному следует добавить, что внутри палеозойского массива кое-где встречаются обширные плоские низины, выполненные

мезозойскими и кайнозойскими отложениями. Особенно большие площади занимают они на юго-западе вдоль долины р. Сары-су и на северо-западе в районе оз. Тениз.

В строении Казахской складчатой страны участвуют весьма мощные толщи докембрийских, нижнепалеозойских, девонских и антраколитовых пород. Пермские отложения представлены исключительно континентальными породами и мало распространены. Что касается мезозойских и кайнозойских пород, то они встречаются лишь во впадинах поверхности более древних пород и большого распространения не имеют.

Тектоника северо-восточного Казахстана отличается большой сложностью и в общем является еще очень мало изученной. Краткие сводки по вопросу о структуре страны даются в работах В. А. Обручева [279, 284], Н. Г. Кассина [143, 144, 148] и Н. С. Шатского [429], в которых приводится и литература предмета. К числу важнейших первоисточников относятся работы М. Васильевского [68], А. Гапеева [81, 82], Н. Г. Кассина [147], Д. Коржинского [156], А. Краснопольского [159], А. К. Мейстера [204], В. П. Нехорошева [246, 247, 254], М. Русакова [331], А. Рябинина [332], П. Чурина [421], И. Яговкина [448], М. Янишевского [451], Л. Козырева [154], В. Ф. Беспалова [45], П. Л. Меркулова [206] и др.

Господствующими в настоящий момент являются тектонические идеи Н. Г. Кассина, которые поддерживаются и развиваются его многочисленными учениками, ведущими геологическую съемку Центрального Казахстана. В самое последнее время с новой оригинальной концепцией выступил Н. С. Шатский, создавший ее на основе работ экспедиций Академии наук.

Н. Г. Кассин устанавливает, что современная тектоническая структура Центрального Казахстана является результатом докембрийских, каледонских, герцинских и более молодых тектонических движений, которые отличаются одно от другого как по интенсивности и формам созданных ими дислокаций, так и по направлению и расположению возникших в эти эпохи складчатых сооружений.

Характер докембрийской тектоники Казахстана еще очень мало известен, и мы о нем говорить не станем. Характер каледонской складчатости очень резко отличается от характера герцинской. В деталях строение каледонских дислокаций не выяснено, но вполне очевидно, что мы имеем здесь дело с настоящей геосинклинального типа складчатостью, весьма интенсивной и сложной. Древнепалеозойские породы имеют обычно крутое падение, прорваны разнообразными изверженными породами, весьма сильно раздроблены сбросами и очень часто претерпели глубокий метаморфизм. Картина особенно усложняется тем, что с тектонической точки зрения толща докембрия и древнего палеозоя не представляет единого целого, так как внутри нее существуют несогласия: кембрийские и силурийские породы налегают на докембрийские образования, порою с резким угловым несогласием, и между верхним и нижним силуром также существует несогласие не только по углам падения, но и по направлению складчатости.

Складчатость девонских каменноугольных и пермских пород

по своему характеру существенно отличается от складчатости нижнего палеозоя. На юго-востоке дислокации весьма интенсивны, и складки каменноугольных пород здесь мало отличаются от складок силура. Иное мы видим в средних, западных и северных частях палеозойского массива, где девонские и каменноугольные породы образуют обычно брахискладки, купола и мульды с довольно пологим залеганием слоев. Причиной этого, очевидно, является различие направлений складчатости нижнего и верхнего палеозоя.

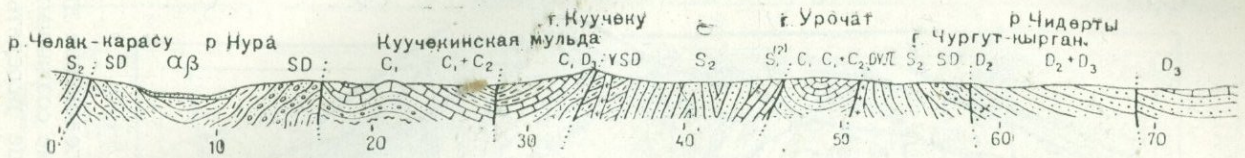
«В восточной части Северо-Восточного Казахстана складки из карбоновых пород [148] имеют более выдержанные простирания и вытянуты в общем согласно со складками более древних пород на СЗ. Своеобразие форм складок западной половины Киргизских степей обусловлено, повидимому, жестким субстратом из нижнепалеозойских пород, подстилающим средний и верхний палеозой, дислоцированностью в другом направлении этих древних пород, сравнительно малой мощностью девонских и карбоновых отложений: благодаря указанным причинам породы девона и карбона при варисцийских дислокациях приспосабливались к передвижке глыб из нижнепалеозойских толщ, вообще получивших при разломах разные очертания и ориентировку при движении... Наряду с образованием складок из более новых палеозойских толщ происходили разломы, разрывы, перемещения среди более древних палеозойских пород. Эти разрывные дислокации во время варисцийского орогенеза, повидимому, имели широкое распространение, но отличаются труднее, чем более новые, поэтому изучены еще очень слабо».

Для показания характера дислокации приводим разрез Н. Г. Кассина из Чидертинского района (фиг. 72) и Васильевского из Тарбагатая (фиг. 73).

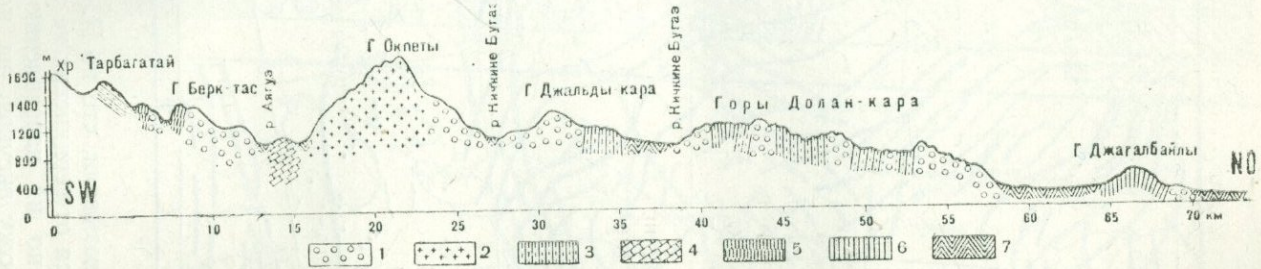
По В. Д. Шлыгину [83, 84] герцинская складчатость в северо-западном участке Центрального Казахстана «носит германский характер, связанный с тектоническим воздействием на жесткий субстрат неглубоко от поверхности. В силу этого отдельные участки жесткого субстрата были расколоты и надвинуты друг на друга. Лежащие на них более рыхлые толщи вблизи швов разрыва претерпели значительную складчатую дислокацию, которая по мере удаления от разрыва переходит в пологие брахиантиклинальные складки».

В последнее время выяснилось, что дислокации в Центральном Казахстане не ограничиваются верхним палеозоем, но затрагивают и юрские отложения. По словам В. Д. Шлыгина в северо-западных частях палеозойского массива «характер этой дислокации в основном не отличается от взаимоотношений, наблюдавшихся ранее в карбоне»; здесь наблюдаются, с одной стороны, пологие разрывы северо-восточного простирания с падением плоскости разрыва под углом около 30°, а с другой — сбросы или взбросы, падающие под углом 70° и круче.

Нужно, наконец, упомянуть, что по южной окраине Центрального Казахстана не только мезозойские, но и третичные отложения рассечены сбросами и частью даже образуют пологие складки. Не-



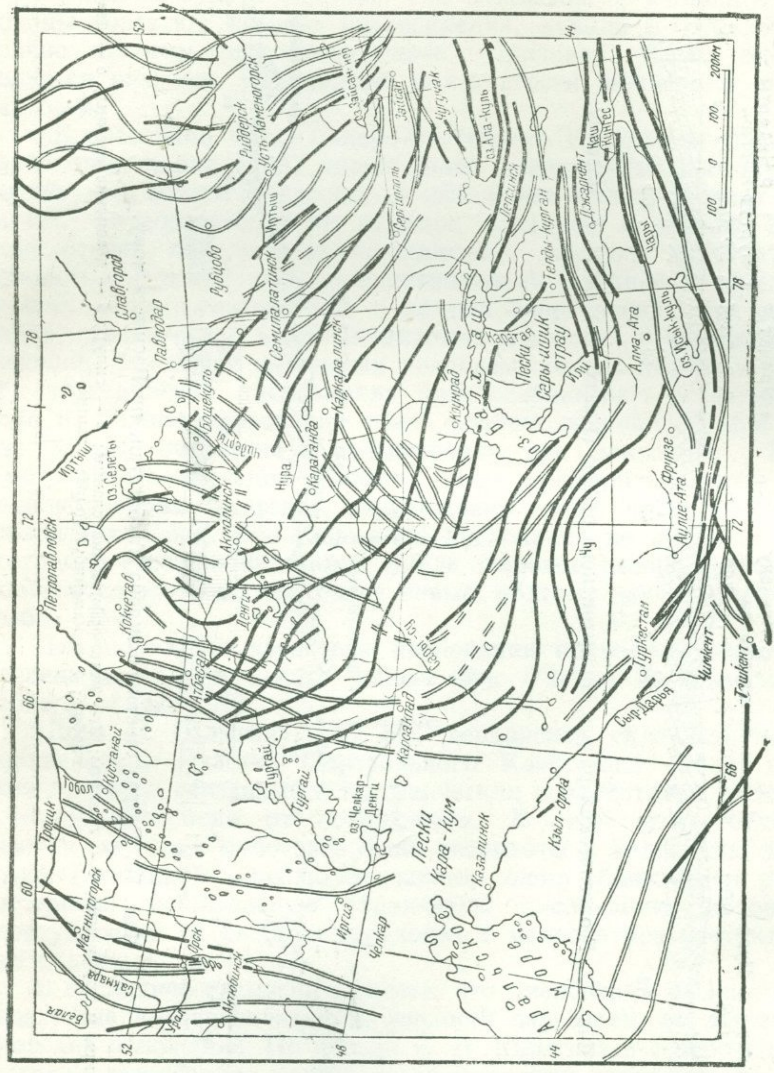
Фиг. 72. Геологический разрез Чидертинского района (Казахстан), по Н. Г. Кассину.

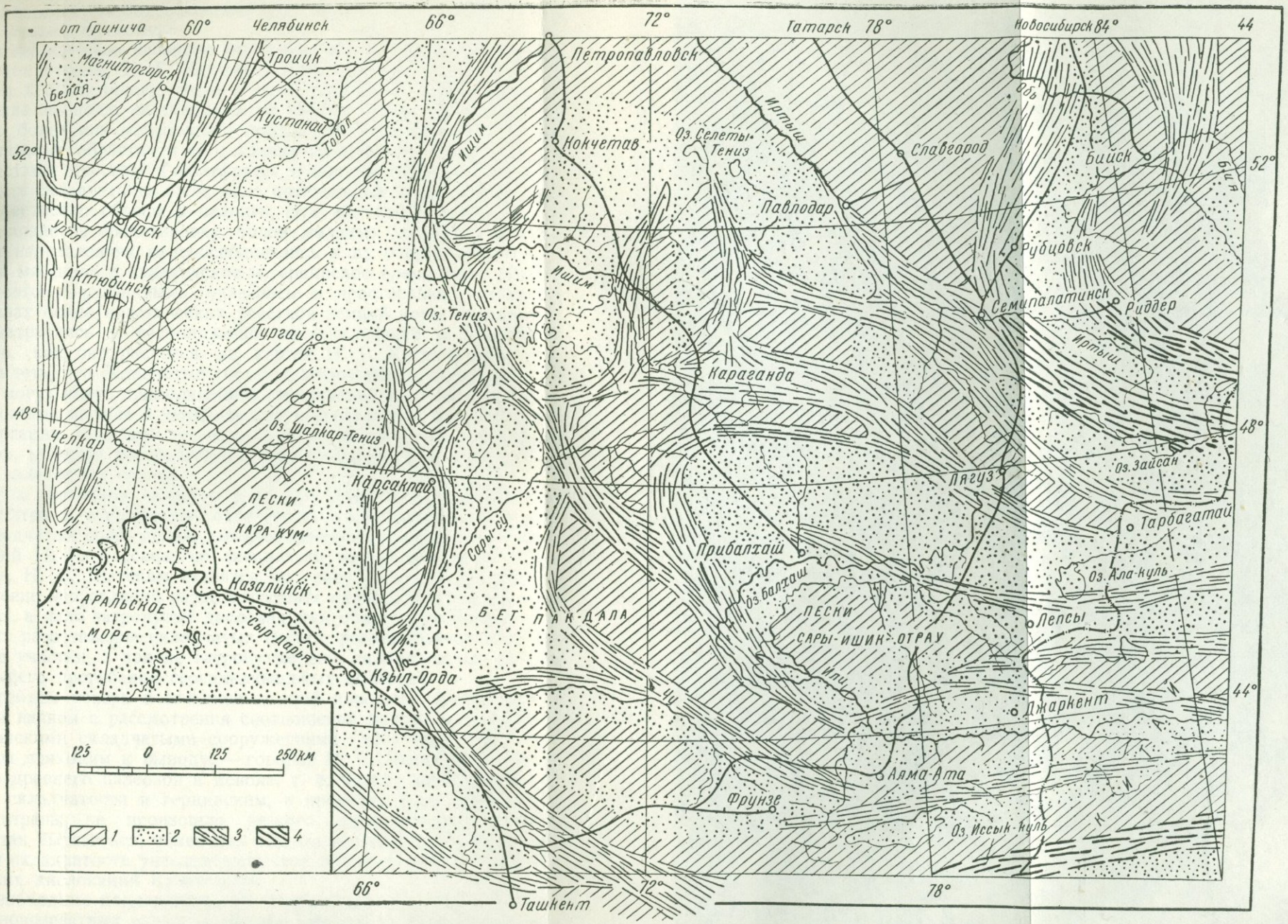


Фиг. 73. Разрез северного склона Тарбагатая, по Васильевскому.

1 — порфиры и порфириты; *2* — граниты; *3* — метаморфические сланцы; *4* — силур; *5* — девонские сланцы; *6* — девон вообще; *7* — каменноугольные сланцы.

давно Б. А. Петрушевским в бассейне Сары-су открыты среди третичных пород правильные купола с ядрами из каменноугольных гипсов [288].


Славгород
Павлодар
Петропавловск
Кокчетав
Акмолинск
Щучинск
Кустанай
Тобол
Троицк
Магнитогорск
Орск
Актюбинск
Уральск
Гурьев
Каспийское море
Пески Кара-кум
Каспийская низм.
Кзыл-орда
Чимкент
Ташкент
Сыр-Дарья
Джамбул
Фрунзе
Алма-Ата
Кокчетав
Чу
Сары-шикуй отвал
Кара-Тау
Каратау
Каратау
Кендыктас
Кендыктас
Кендыктас



Фиг. 75. Схема распределений геосинклиналей, подвижных шельфов, платформ и континентальных глыб в Казахстане в среднем и верхнем палеозое, по Н. Г. Кассину [143].

1 — континент; *2* — платформа; *3* — шельф; *4* — геосинклиналь.

в центральных же и северо-западных частях страны герцинские складки пересекают более древние каледонские под большим углом, иногда равным прямому.

Изучая историю развития тектонической структуры Казахской складчатой страны, Н. Г. Кассин в своей последней статье [143] приходит к заключению, что и в каледонский и в герцинский тектонические периоды на площади ее можно различить пластичные участки, более или менее легко поддающиеся складчатости («геосинклинальные области» и «подвижные шельфы»), и более или менее жесткие массивы («платформы и континентальные глыбы»), в которых складчатость была мало интенсивной и где развивались преимущественно сбросы и надвиги. Эти жесткие массивы оказывали влияние на ориентировку более молодых складок, которые в своих направлениях приспосабливались к их очертаниям. Расположение массивов в каледонское и герцинское время было различным, поэтому различными оказались и простирания возникших в пределах более пластических участков земной коры складок.

Всматриваясь в расположение геосинклиналей и подвижных шельфов, как оно рисуется на картах Н. Г. Кассина (фиг. 75), легко видеть, что складчатые системы, возникшие в подвижных зонах, не могут иметь прямолинейное простирание, а должны испытывать сложные изгибы и неоднократно разветвляться или образовывать виргации. Виргации эти вызываются присутствием устойчивых массивов, которые располагаются таким образом в местах разветвления складчатых систем.

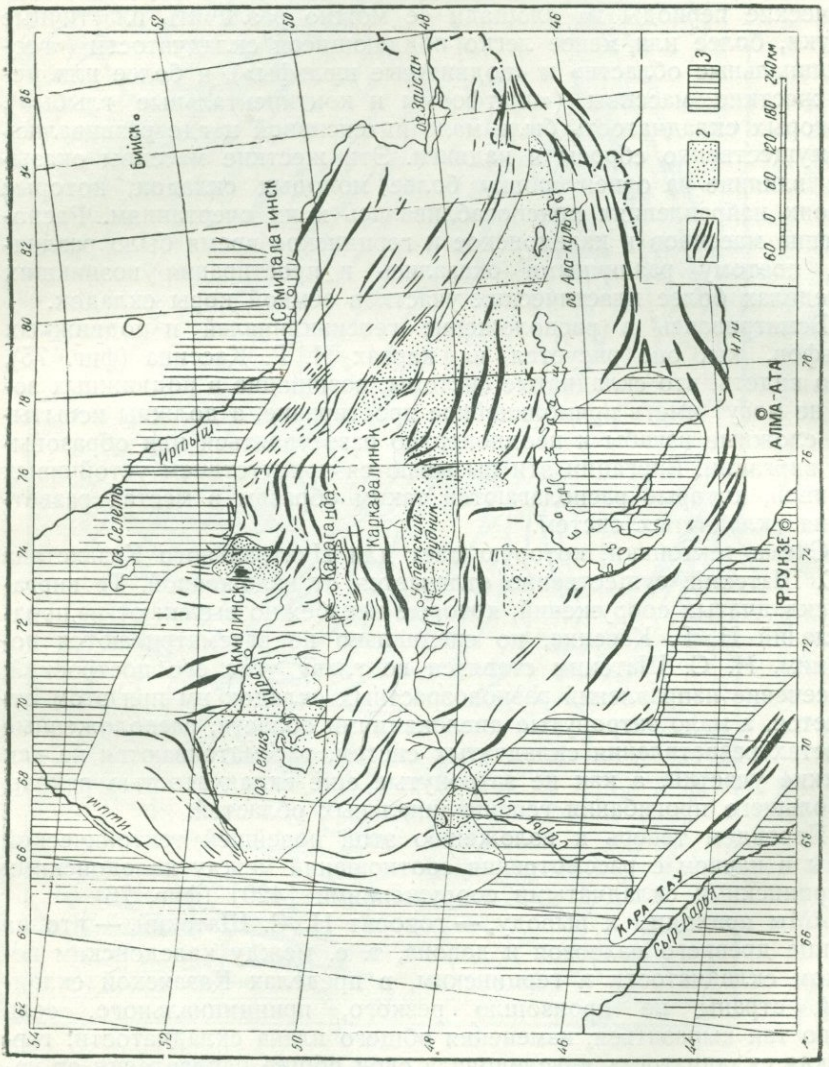
Схема тектоники, которую дает для Центрального Казахстана Н. С. Шатский, существенно отличается от изложенной. Те виргации складчатых сооружений, которые неизбежно вытекают из представлений Н. Г. Кассина, но специально не рассматриваются последним, Н. С. Шатским ставятся во главу угла его построений; пересечение направлений разновозрастных складок им при этом отрицается, а мало затронутые дислокациями области, расположенные в местах разветвления складчатых систем, рассматриваются не как жесткие участки, а как не затронутые еще складчатостью районы наибольшего прогибания геосинклинальных областей.

Перейдем теперь к изложению этой новейшей тектонической схемы и начнем с рассмотрения соотношений между каледонскими и герцинскими складчатыми сооружениями [429] (фиг. 76).

«Мы приходим к выводу, — говорит Н. С. Шатский, — что на границе древнего палеозоя и девона, т. е. между каледонским периодом складчатости и герцинским, в пределах Казахской складчатой страны не произошло резкого, принципиального, если можно так выразиться, изменения общего плана складчатости: герцинская складчатость унаследовала свои общие направления от каледонских дислокаций Казахстана».

«Необходимо подчеркнуть, что такое унаследование и совпадение разновозрастных структур никоим образом не исключает несовпадение простираний свит различного возраста и даже отдельных мелких структур. Вследствие сложных изгибов складок, неоднократных крупных поднятий и денудаций, внедрений гранитоидов, наблюдающихся в Казахстане, последующее простирание складчатости

всегда несколько отличалось от предыдущего. Как правило, молодые отложения всегда дислоцированы слабее древних, складки первых обычно имеют больший радиус кривизны, чем вторые; поэтому простирания отдельных свит местами резко различаются, местами даже нормально пересекают друг друга; эта разница в про-



Фиг. 76. Тектоническая схема Центрального Казахстана, по Н. С. Шатскому [429].
1 — простирание палеозойских складок; *2* — бассейны и синклинории; *3* — кайнозойские прогибы.

стирании тем ярче выражена, чем больше возрастной перерыв между несогласными свитами. Особенно резко это несогласие простираний проявляется в так называемых «наложенных» мульдах, т. е. в мульдах молодых пород, расположенных с большим стратиграфическим перерывом на сильно дислоцированных древних отложениях».

В основу предлагаемой Н. С. Шатским тектонической схемы

палеозойского массива Центрального Казахстана «положены два главных структурных признака, характеризующих палеозойские нарушения этой области, — это, во-первых, общее совпадение каледонской складчатости с герцинской, т. е. унаследование герцинским складкообразованием основных направлений каледонской складчатости; во-вторых, расчленение всей складчатой области на ряд крупных сложных синклинальных прогибов и мегантиклинальных, не менее осложненных полос».

Мы видели выше, что виргация складчатых сооружений Северной Джунгарии приводит к образованию двух складчатых систем, из которых каждая в большей или меньшей степени принимает участие в строении Центрально-Казахстанского массива.

Южная складчатая дуга, пройдя через Джунгарский Ала-тау и Чу-Илийские горы, входит в состав массива в виде палеозойских складчатых сооружений Голодной степи, которые имеют СЗ простирание. В бассейне Кара-кингир, правого притока р. Сары-су, складки поворачивают прямо на север и протягиваются в этом направлении до низовьев р. Ишима и верховьев системы Тургаев. Западнее этих складок, являющихся продолжением Чу-Илийских гор, располагаются также меридионально направленные складчатые сооружения Улу-тау. По общепринятым представлениям Улу-тау под покровом более молодых пород связывается с крайним северо-восточным ответвлением северного Тянь-шаня — Кара-тау. Если это правильно, то система меридиональных складок западной окраины Казахстанского массива на юге расщепляется или образует виргацию меридионального, Уральского, как говорит Н. С. Шатский, направления. Между двумя ветвями этого расщепления располагается синклинальная депрессия долины р. Чу, Муюн-кумов и Бет-Пак-дала. Здесь мы видим повторение того, что наблюдали уже в Тянь-шане: расположение впадин, заполненных мощными молодыми отложениями в пунктах расщепления и изменения простираний складчатых систем. Другими примерами этого правила является впадина Алакуля и восточного Балхаша, расположенная в месте расщепления системы северо-джунгарских складок и впадины низовьев рр. Или, Кара-тала и западной части оз. Балхаш, занимающих место между ветвями виргации Джунгарского Ала-тау.

Вторая, северная, ветвь северо-джунгарской виргации входит в пределы СССР в виде хребта Тарбагатай, имеющего СЗ простирание, и протягивается в этом направлении через хребет Чингиз и Мурджик до района оз. Кара-сор и гор Баянаульских. До этого пункта простирание системы является весьма выдержанным и можно наметить лишь одно временное расхождение антиклинальных зон, в пункте, где от Чингиз-тау отделяется хребет Акча-тау; в результате этого расщепления образуется длинная и узкая полоса прогиба. У Кара-сор и Баян-аула вся северная мегантиклинальная система поворачивает на запад и затем, образуя ряд сложных повторных расщеплений или виргаций, чрезвычайно расширяется и отгибается к северу. С уральским меридиональным и СВ простираниями система складок уходит под покров мезозойских и кайнозойских отложений Западносибирской низменности. В пунктах наиболее крупных расщеплений этой широтной ветви системы распола-

гаются крупные синклинального типа впадины, так же в большей или меньшей степени осложненные складчатостью. Одной из них является впадина Карагандинского каменноугольного бассейна, а другой — огромная впадина района оз. Тениз. В отношении этой последней впадины интересно отметить, что с юга она ограничивается виргацией СЗ, тянь-шаньского направления, а с запада — меридиональной, уральского направления.

С юга к описанной системе складчатых горных сооружений примыкает широкая и длинная впадина, выполненная девонскими и каменноугольными отложениями, которые местами достигают огромной мощности, и осложненная, как и другие аналогичные впадины, относительно пологой складчатостью. По северному побережью оз. Балхаш, в горах Қызыл-тас и в верховьях р. Моинты, этот гигантский прогиб сменяется следующей антиклинальной зоной, состоящей в основном из древнепалеозойских пород. Отношение этой зоны к джунгарским виргациям не совсем ясно. Повидимому, как это и допускает Н. С. Шатский, она связывается с северной ветвью Джунгарского Ала-тау.

Простирание складчатости в пределах прогиба и ограничивающих его с юга мегантиклинальных поднятиях не остается постоянным и меняется в соответствии с их изменениями в северной мегантиклинальной полосе. В восточных частях района направление складок ЗСЗ, в средних оно меняется на почти меридиональное и, наконец, на западе переходит в широтное с образованием местных веерообразных расщеплений.

В теснейшей связи с описанной тектонической структурой Қазахстана стоит распределение интрузивных изверженных пород. В окончательной форме вопрос этот за краткостью работ Қазахстанской экспедиции Академии наук выяснен быть не мог, но все же для его решения собран был очень ценный материал.

«Все древнепалеозойские доготландские интрузии, — говорит Шатский, — как основные, так и кислые, изученные И. Ф. Трусовой на севере в Джельтау (Қоржункуль), в Спасском районе, Н. А. Штрейсом на Қары-муруне (Ортау), а также отмеченные В. А. Вахромеевым и Новохатским на северо-восточном берегу оз. Балхаша, строго приурочены к антиклинальным складкам. Эта закономерность выражена настолько резко, что в Қазахстане по расположению основных интрузий можно безошибочно судить о простирании складок, служенных ордовичскими и кембрийскими отложениями».

«Положение кислых плутонов девонского и верхнепалеозойского возраста менее определенное. Как правило, все крупные массивы гранитов и гранодиоритов этого возраста встречены в антиклинальных зонах.

«В унаследованных мульдах герцинские интрузивные массивы или не встречаются (Тенизский синклинорий, Карагандинский бассейн) или же не достигают таких размеров и такого широкого распространения, как на антиклинальных поднятиях. В наложенных мульдах гранитные интрузии весьма обычны; возможно, однако, что и в этих структурах внедрение гранитной магмы бывает связано не с наложенной мульдой, а также с подстилающей ее антиклинальной зоной».

«Таким образом немногие известные нам факты показывают, что интрузивные тела в Центральном Казахстане связаны главным образом с антиклинальными складками и сложными антиклинальными структурами, а не с крупными региональными разломами».

Нам остается сказать несколько слов относительно того, как Н. С. Шатский смотрит на различие формы и в частности интенсивности дислокаций каледонского и герцинского тектонического циклов в Центральном Казахстане и на соотношения между древними континентальными глыбами Н. Г. Кассина и синклинальными прогибами, которым они по своему положению соответствуют.

Признавая, что в общем герцинские дислокации отличаются меньшей интенсивностью, чем каледонские, Н. С. Шатский полагает, что изложенные ранее факты «особенно вывод о прямой унаследованности каледонского плана герцинскими структурами и отсутствие полной переработки древнепалеозойских складчатых систем герцинскими движениями заставляют пересмотреть и вопрос об общей истории тектонического развития Казахстана».

«В Казахстане и для каледонского цикла и для герцинского различают длинный ряд орогенических фаз и подфаз, устанавливаемых по несогласиям; их число можно было бы увеличить при более тщательном картировании. Все эти несогласия, как показали работы Н. А. Штрейса, З. Е. Колотухиной, А. А. Богданова, В. А. Вахромеева, мои, резко выражены в антиклинальных поднятых зонах и часто совершенно незаметны в крупных синклинальных областях. Таким образом для больших прогибов можно проследить непрерывный, с постепенными переходами разрез от нижнего девона до карбона включительно; а это указывает на длительность движений и с моей точки зрения на то, что «несогласия или орогенические фазы представляют не новые и определенные моменты складчатости, а лишь отдельные кадры, если можно так выразиться, выхваченные эпейрогеническими движениями из длительного и непрерывно изменяющегося процесса складкообразования» [427]. Надо отметить, что в Казахстане есть факты, указывающие на формирование складок в так называемые спокойные межфазные промежутки времени. З. Е. Колотухина выяснила, что фаменские осадки на маленьких антиклиналях и куполах, осложняющих Кайрактинскую мульду, представлены брахиоподовой фацией, переходящей в смежных синклиналях в гониатитовую».

В другом месте, рассматривая вопрос о различиях магматической деятельности в каледонский и герцинский тектонические периоды, Н. С. Шатский говорит следующее.

«Нужно особенно подчеркнуть, что ни орогенические движения, ни их магматические проявления нельзя представлять как непрерывно равномерный процесс. Это процессы длительные, но не равномерные, крайне изменчивые, то затухающие, то усиливающиеся. Вследствие этого проявление такого процесса в поверхностной зоне земли представляется прерывистым, что находит выражение в стадиях вулканической деятельности, разделенных в каждом данном районе, но возможно не во всей палеозойской складчатой зоне, фазами «покоя», в течение которых отлагались только толщи

осадочных пород. Основываясь на мощностях и петрографическом составе осадочных образований и вулканизме, можно думать, что в герцинское время начало и середина девона были эпохой сильных движений, сильные движения происходили в конце динантской эпохи и, вероятно, в конце палеозоя; наоборот, фаменское время и турнейское (по крайней мере в некоторых областях) являются эпохами сравнительного покоя и слабых движений».

Те резкие изменения простирания складок, которые наблюдаются в Казахстане, Н. Г. Кассин и его сотрудники объясняют отклоняющим влиянием расположенных в местах этих изгибов складчатости древних жестких глыб. По Н. С. Шатскому не имеется никаких фактов, доказывающих наличие этих глыб, и на месте их в действительности располагаются глубокие прогибы, в которых мощность верхнепалеозойских пород достигает иногда огромной величины (до 16 000 *м*); изменения направлений складчатости объясняются не влиянием гипотетических глыб, а преимущественно нормальной виргацией пучков складок.

Вполне очевидно, что мы имеем в рассматриваемом вопросе такие же противоречия, как в вопросе о характере Ферганской котловины. Можно думать, что и в данном случае противоречие только видимое и что впадины располагаются на месте докембрийских глыб, превратившихся в процессе развития геосинклинальной области в герцинский период в глубокие прогибы.

Алтай

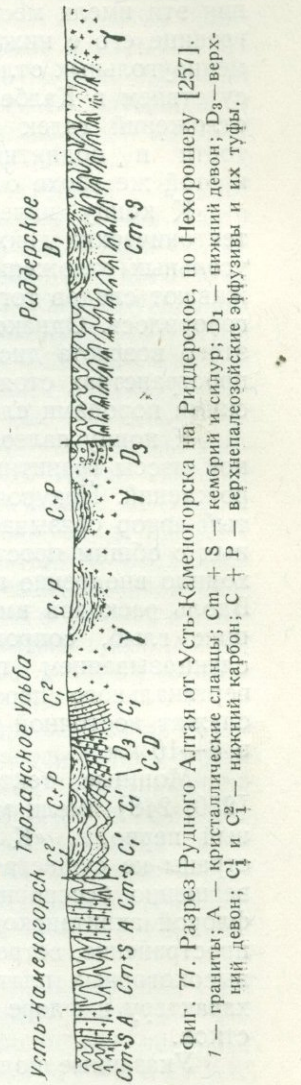
Под названием А л т а й понимают горную страну, расположенную в основном между котловиной оз. Зайсан и долиной Иртыша на юго-западе и бассейном Телецкого озера и р. Бией на северо-востоке; юго-западную, прилежащую к Иртышу часть области называют Р у д н ы м А л т а е м, остальная же часть известна под именем Г о р н о г о А л т а я. На левом берегу Иртыша к системе Алтая относится Калбинский хребет. По правобережью этой реки протягивается в северо-западном направлении Нарымский хребет, переходящий на юге в высокий (до 3000 *м*) хребет Южного Алтая. Расположенные севернее цепи Горного Алтая представляют систему высоких хребтов СЗ простирания, которые по мере движения на СЗ расходятся слегка веерообразно. «В общих чертах [279] рельеф Алтая характеризуется преобладанием поперечных и диагональных долин над продольными, массивностью очертаний горных цепей, их широкой и сравнительно ровной поверхностью, над которой только местами поднимаются более высокие вершины, и еще реже гряды альпийских гор — Катунские, Северно- и Южно-Чуйские Альпы. Цепи Алтая и Тарбагатая — это сравнительно узкие и длинные плато, более или менее расчлененные размывом, к окраинам горной страны понижающиеся и округляющиеся».

Тектоника Алтая нам известна в настоящий момент еще в малой степени, так как необходимых для ее познания детальных геологических исследований здесь не производилось, а существующие тектонические представления базируются в основном на беглых маршрутных исследованиях или на более подробном изучении

очень ограниченных участков [57, 120, 249, 257, 248, 255, 253, 267, 277, 280, 348, 56, 122, 251, 252].

В строении Алтая принимают участие огромной мощности толщи сильно метаморфизованных древнепалеозойских и, быть может, докембрийских образований и менее измененных пород силурийской и девонской систем; по юго-западной окраине горной области широким развитием пользуются, кроме того, каменноугольные отложения и встречаются пермские, а на северо-востоке, в бассейне р. Бии и Телецкого озера, встречаются небольшие островки угленосных отложений, проникающих сюда из соседней Кузнецкой котловины. В долинах крупных рек, как Аргута и Чуя, кое-где имеются, наконец, озерные образования третичного возраста.

Средняя и северо-восточная полосы горной страны слагаются древнейшими метаморфическими породами, возраст которых частью остается еще невыясненным, частью же определяется как силурийский и кембрийский. На северо-восточной окраине Алтая в бассейне р. Бии и Телецкого озера к этим породам присоединяются континентальные девонские отложения. Резко отличается по своему геологическому строению от средних и северо-восточных частей гор их юго-восточная окраина, примыкающая к Иртышу и известная под названием Рудного Алтая; полоса эта, в которой сосредоточены все главнейшие рудные месторождения, обнимает бассейны рр. Курчума, среднего и нижнего течения Бухтармы, Ульбы и Убы. Рудный Алтай состоит главным образом из девонских и каменноугольных пород, прорванных огромными массивами гранитов. Из пород того же возраста, преимущественно нижнекаменноугольных, состоят Калбинский хребет и Южный Алтай.



Фиг. 77. Разрез Рудного Алтая от Усть-Каменогорска на Риддерское, по Нехорошеву [257].
γ — граниты; A — кристаллические сланцы; Cm + S — кембрий и силур; D_1 — нижний девон; D_3 — верхний девон; C_1^1 и C_1^2 — нижний карбон; C + P — верхнепалеозойские эффузивы и их туфы.

Вся описанная толща палеозойских пород смята в складки СЗ простирания; в северо-восточной части системы, в бассейне среднего и нижнего течения р. Катуни, в окрестностях Телецкого озера, по Чулышману и Абакану простирание изменяется на меридиональное и северо-восточное, и система Алтайских складок переходит в систему Салаирско-Саянских складчатых сооружений. Наиболее интенсивно смятыми являются породы древнего палеозоя и метаморфической свиты. Углы падения здесь обычно очень крутые, породы сильно рассланцованы и претерпели значительный региональный метаморфизм, будучи превращены в эпидотово-кварцевые и хлоритовые сланцы (фиг. 77).

Резко несогласное налегание на кембро-силурийские породы континентальных девонских отложений в северо-восточном Алтае в связи с отсутствием на Алтае самых нижних горизонтов девонской системы показывает, что на Алтае, как и в складчатой стране Казахстана, имели место каледонские горообразовательные движения. Присутствие в основании верхнего силура на Чарыше конгломератов приводит Б. П. Нехорошева к предположению, что движения эти имели место не только в конце верхнего силура, но и на границе его с нижним [251]. Трансгрессивное залегание верхнекаменноугольных отложений на более древних породах в связи с присутствием в Калбе и в Сауре в конгломератах из основания этих отложений галек гранодиоритов указывает на наличие складчатости и поднятий в конце нижнекаменноугольного времени; к этой же эпохе относятся и гранодиоритовые интрузии.

К концу палеозоя приурочивается следующая главная фаза тектонических движений. Складчатость девонских и нижнекаменноугольных отложений в общем менее интенсивна, и они не обнаруживают следов того регионального метаморфизма, о котором выше говорилось. Однако в Калбинском хребте и Южном Алтае породы этого возраста дислоцированы чрезвычайно сильно и на огромных пространствах стоят на головах, образуя вместе с древнепалеозойскими породами сложную систему изоклинальных складок.

К концу палеозоя Б. П. Нехорошев относит образование главной массы гранитных интрузий и связанных с ними рудных месторождений. Приуроченность последних к Рудному Алтаю упомянутый автор связывает с образованием в этой области двух согласных с общим простиранием огромных расколов, по которым происходило внедрение интрузивных масс и поднятие рудных растворов. Вдоль расколов имели место вертикальные перемещения прилежащих глыб, сопровождавшиеся раздроблением, смятием и рассланцовыванием прилежащих к расколам пород. Амплитуду вертикального перемещения вдоль восточного раскола, который служит восточной границей Рудного Алтая, Нехорошев оценивает в 8—10 *км*.

Мощные тектонические движения по Б. П. Нехорошеву [250, 248] имели место на Алтае также в третичный и четвертичный периоды. «К началу кайнозойской эры Алтая как горной страны не существовало [250]. Это положение можно считать совершенно бесспорным. Третичные отложения, охарактеризованные флорой аквитанского яруса, имеют на Алтае весьма широкое распространение, встречаясь от подножья с отметками около 400 *м* до высокогорных плато высотой до 3500 *м*». Между тем по своему характеру и флоре породы эти являются осадками низменных участков.

Указанные поднятия сопровождались многочисленными расколами, приведшими по окраинам гор к образованию серии ступенчатых сбросов.

Нарушения третичных отложений с надвиганием на них палеозоя встречаются и в далеком расстоянии от гор, в центральных частях котловины оз. Зайсан.

Салаиро-Саянская область

(Салаир, Колыванский массив, Кузнецкий бассейн, Кузнецкий Ала-тау, Минусинский бассейн, Западный Саян и западная окраина Восточного Саяна).

Общий обзор. В настоящий момент, при современном состоянии знаний, нет возможности нарисовать отчетливую картину тектоники Салаиро-Саянской области в ее целом. Попытки, которые делались в этом направлении, в большинстве случаев отличаются большой общностью, или же крайним субъективизмом и отрывом от фактической базы [457, 279, 524, 390]; иначе и не может быть при скудости имеющегося опубликованного фактического материала и крайнем расхождении мнений о древнейшей тектонической истории края.

Чрезвычайно много дает для понимания тектоники Салаиро-Саянского тектонического комплекса новая геологическая карта СССР, опубликованная в 1937 г. [92], а также некоторые статьи в путеводителях для XVII Международного геологического конгресса, например В. Н. Яворского о Кузнецком каменноугольном бассейне [445], Я. С. Эдельштейна о Красноярском крае [439] и др.

Материалы эти показывают, что структура Салаиро-Саянской горной страны в основном чрезвычайно напоминает структуру палеозойского массива Центрального Казахстана, как последняя рисуется в работе Н. С. Шатского (см. фиг. 64). Из упомянутой геологической карты видно, что в северо-восточном Алтае складки древнепалеозойских пород довольно круто поворачивают на северо-восток. Этот пучок складок уходит на северо-восток в пределы Горной Шории и Западного Саяна и здесь ветвится, расходясь веером. Внутри юго-восточной ветви возникшей таким образом виргации обособляется обширная Минусинская котловина, заполненная девонскими и каменноугольными породами. Обойдя ее, складки вновь сходятся в Восточном Саяне, который ограничивает Минусинскую котловину с востока.

Вторая, северо-западная ветвь виргации, направляется на север и повторно ветвится: между ее ветвями помещается вторая крупнейшая синклинальная впадина рассматриваемой тектонической области — Кузнецкий каменноугольный бассейн, в котором, кроме каменноугольных, широко развиты также пермские и мезозойские породы. Одна из ветвей этой виргации образует низкий хребет Салаир, органичивающий Кузнецкий бассейн с запада, а другая — значительно более высокий хребет Кузнецкого Ала-тау.

К востоку от Кузнецкого Ала-тау между ним, Восточным Саяном и той ветвью виргации, которая ограничивает Минусинскую котловину с севера, располагается еще одна заполненная девоном, карбоном и юрой впадина, известная под названием Чулымской. Особо приходится говорить о выходах сильно дислоцированных девонских и каменноугольных пород, преимущественно сланцев на Оби у Камня и Новосибирска и на Томи у Томска; к той же тектонической системе относятся и выходы гранитов у Новосибирска и Колывани. Породы эти очень сильно дислоцированы. «Слои у Новосибирска почти всюду стоят на головах в результате сжатой,

часто изоклинальной дополнительной складчатости с образованием многочисленных, различной амплитуды дизъюнктивов взбросового типа. Кроме того, породы формации подверглись резкой рассланцовке и разбиты более поздними пологими трещинами» [359, 452]. Простирание этих пород ССВ и СВ, почти перпендикулярное простираниям соседнего Салаира. Судя по всему, мы имеем здесь продолжение тектонической зоны Рудного Алтая. Гравиметрические данные заставляют думать, что под покровом пород Западносибирской низменности породы Рудного Алтая поворачивают на восток аналогично тому, что имеет место в Ойротии.

Указанные выше горные хребты Горной Шории, Салаира, Кузнецкого Ала-тау, Западного и Восточного Саяна состоят главным образом из весьма мощных толщ более или менее метаморфизованных кембрийских и силурийских пород, часть которых некоторыми геологами (Чураков, Усов и др.) относится к докембрию; кроме того, небольшие площади заняты нижнедевонскими породами, которые в основном являются, повидимому, образованиями континентальными и лишь в верхних горизонтах содержат прослои с морскими ископаемыми.

«Все метаморфические толщи [439] согнуты в системы весьма интенсивных и сложных складок. Так как в этой складчатости принимают участие и самые верхние горизонты нижнепалеозойских отложений, а на смытой поверхности этих складок с резко выраженным угловым несогласием и ясными следами длительного континентального перерыва лежат нижнедевонские толщи, то возраст основной складчатости, смявшей нижнепалеозойские слои, определяется как каледонский. Каледонские тектонические сооружения впоследствии (в варисцийское время и позже) подвергались повторным орогеническим движениям и разрывам по тектоническим трещинам».

Нужно отметить, что дислокация и метаморфизм подвергшихся только этим более молодым дислокациям девонских отложений, как это видно из прекрасной сводки относящихся сюда фактов в труде В. А. Обручева [284, т. I и II], гораздо слабее, нежели дислокации древнего палеозоя. Если не считать дизъюнктивных дислокаций и связанных с ними резких смятий, то обычно девонские породы образуют лишь относительно пологие изгибы и куполообразные или брахиантиклинальные складки. Все эти факты определенно указывают, что основная складчатость в антиклинальных положительных элементах Салаиро-Саянской области относится к каледонскому тектоническому циклу. Созданный каледонскими движениями складчатый фундамент страны в герцинскую и позднейшие эпохи был переработан приблизительно так же, как каледониды Британских островов или Гренландии. Необходимо отметить, что для Салаиро-Саянской области, главным образом в работах М. А. Усова [392] и К. В. Радугина [314, 315], доказывается наличие более или менее мощных складкообразовательных движений в кембрийском периоде. В упомянутой сейчас работе М. А. Усова для кембрия устанавливаются даже два «цикла тектогенеза» — мрасский и салаирский, равноценных каледонскому и герцинскому. В нижнем силуре выделяется еще один цикл — алтайский. Для

мрасского цикла принимается существование шести фаз складчатости, для салаирского — 15 и для алтайского — одна. Следует признать, что поднимаемые названными выше геологами вопросы представляют исключительно большой интерес и заслуживают в дальнейшем самого тщательного изучения, тем более, что указание на наличие кембрийских дислокаций имеется и для Урала, и для Казахстана. Тем не менее принять предлагаемую М. А. Усовым схему тектонических движений нам кажется пока невозможным уже по одному тому, что методика их установления представляется в ряде случаев спорной, а стратиграфия Салаиро-Саянской области, без точного знания которой тектонические построения невозможны, чрезвычайно плохо изучена. Для установления тектонических циклов требуется, очевидно, привлечение гораздо большего материала.

По границе горных хребтов со впадинами, которые они окаймляют, обычно наблюдаются мощные полосы продольных разломов, по которым горные массивы более или менее надвинуты на породы, слагающие впадины. Подробнее мы будем говорить о них при описании впадины Кузнецкого бассейна. У томских геологов существуют предположения, что надвиги эти имеют очень большие размеры и переходят в шаррияжи, но доказанным этого считать нельзя. По мнению М. А. Усова [393] по окраинам Кузнецкого бассейна «эти надвиговые движения имеют довольно молодой возраст, так как они захватили (юрские) базальты и их дайковые фации. Возможно, что они являются здесь выражением альпийского типа тектогенеза, но одной из наиболее ранних его фаз».

В крайних своих проявлениях эти взгляды приводят к предположениям о горизонтальных перемещениях целых горных хребтов. В другом месте М. А. Усов [390] говорит, что на Салаире «по исследованиям Сперанского, еще не опубликованным, в судетскую фазу (варисцийского тектогенеза) были чрезвычайно важные тектонические события. А именно, в это время формировался основной покров Салаира, сложенный из нижнего палеозоя и притащенный откуда-то с запада. Он в конце концов налег на более или менее дислоцированные и денудированные морские формации среднего и верхнего палеозоя, а также по северо-восточной периферии Салаира на остатки еще каледонского покрова, при этом также несколько переместившегося. Естественно, что Салаирский покров сильно пострадал от денудации, и в нем имеются порою громадные окна, особенно в юго-западной части кряжа, где выходит широкая полоса среднего и верхнего морского палеозоя, обладающего по мнению Б. Ф. Сперанского даже особой фациальностью».

На каком фактическом материале основываются все эти построения и насколько они отвечают действительности, остается неясным.

Из синклинальных впадин, приуроченных к виргациям древнепалеозойских горных сооружений Салаиро-Саянской области, мы более подробно остановимся на Кузнецкой, в которой расположен Кузнецкий каменноугольный бассейн с его огромными запасами ископаемого горючего, и в нескольких словах коснемся Минусинской котловины.

Кузнецкая котловина или бассейн расположен между древними складчатыми горными сооружениями Кузнецкого Ала-тау на вос-

токе, Салаира на западе и Западного Саяна на юге; на северо-западе к нему примыкает область распространения девонских и нижнекаменноугольных отложений, образующая низкий расплывчатый кряж. Как видно из прилагаемой геологической карты, по своему очертанию бассейн представляет неправильный четырехугольник, вытянутый в северо-западном направлении с оттянутыми и несколько отогнутыми северо-западным и северо-восточным углами (фиг. 78).

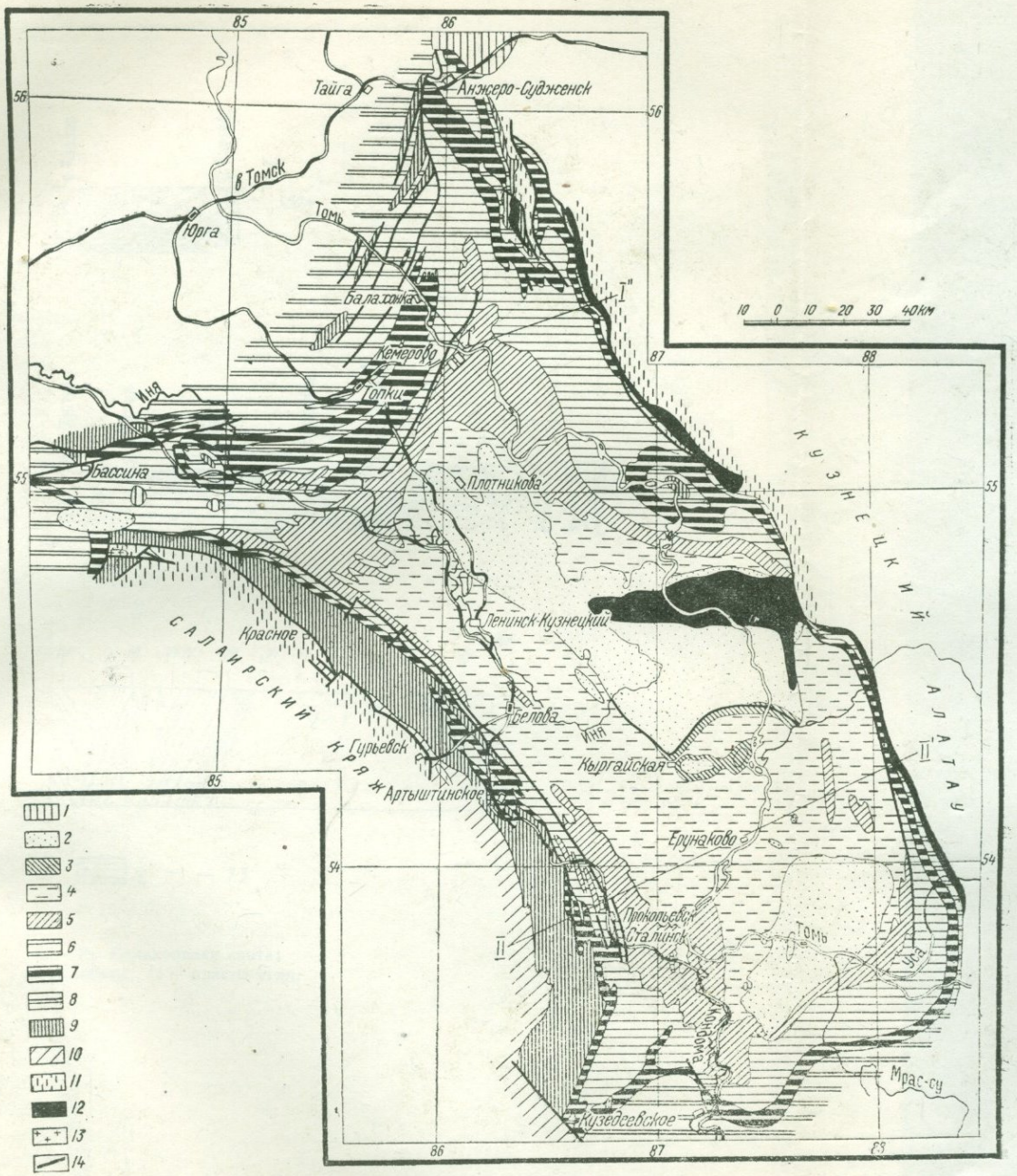
Общие очерки тектоники бассейна можно найти в работах В. И. Яворского и П. Бутова [447], В. И. Яворского [445] и М. А. Усова [391, 393]. Мы будем следовать в своем описании преимущественно В. И. Яворскому.

Интенсивно дислоцированные породы развиты почти исключительно по окраинам бассейна (фиг. 78 и 79). Здесь на поверхность выходят девонские и морские каменноугольные отложения, вся же остальная площадь его занята континентальными образованиями каменноугольного, пермского, триасового и юрского возрастов. «В общем можно сказать [447], что от периферии (от горных кряжей) к центру бассейна ослабевает как пликативная, так и дизъюнктивная дислокация. Правда, местами даже в центре бассейна наблюдаются сложные формы дислокации, но последняя здесь совсем другого порядка (преимущественно складчатость тонких покровов), чем в окаймляющих его кряжах, где мы имеем геосинклинальную, более глубокую складчатость. Если взять различные поперечные сечения бассейна, то мы получим, вообще говоря, огромную синклинальную складку — брахисинклиналь, то с крутым, то с пологим, то нормальным, то опрокинутым падением крыльев, а в плане — почти совершенно замкнутую котловину в виде параллелограма, несколько пережатого почти в центре восточной стороны предгорьями Кузнецкого Ала-тау. Вследствие этого мульда с восточной стороны является как бы несколько раздвоенной. Краевые части этой мульды, за исключением южной и частью восточной окраины, имеют обычно крутое падение.

«Изучение складчатости по окраинам бассейна [447] приводит к выводу, что она является результатом движения масс или тангенциального давления трех направлений: с юго-запада, с западо-северо-запада и северо-востока, т. е. со стороны ограничивающих бассейн горных кряжей. Наиболее интенсивным было движение с юго-запада на северо-восток со стороны Салаирского кряжа. Ясно выраженные результаты этого движения наблюдаются почти на расстоянии 70 *км* от северо-восточного склона Салаира вглубь бассейна.

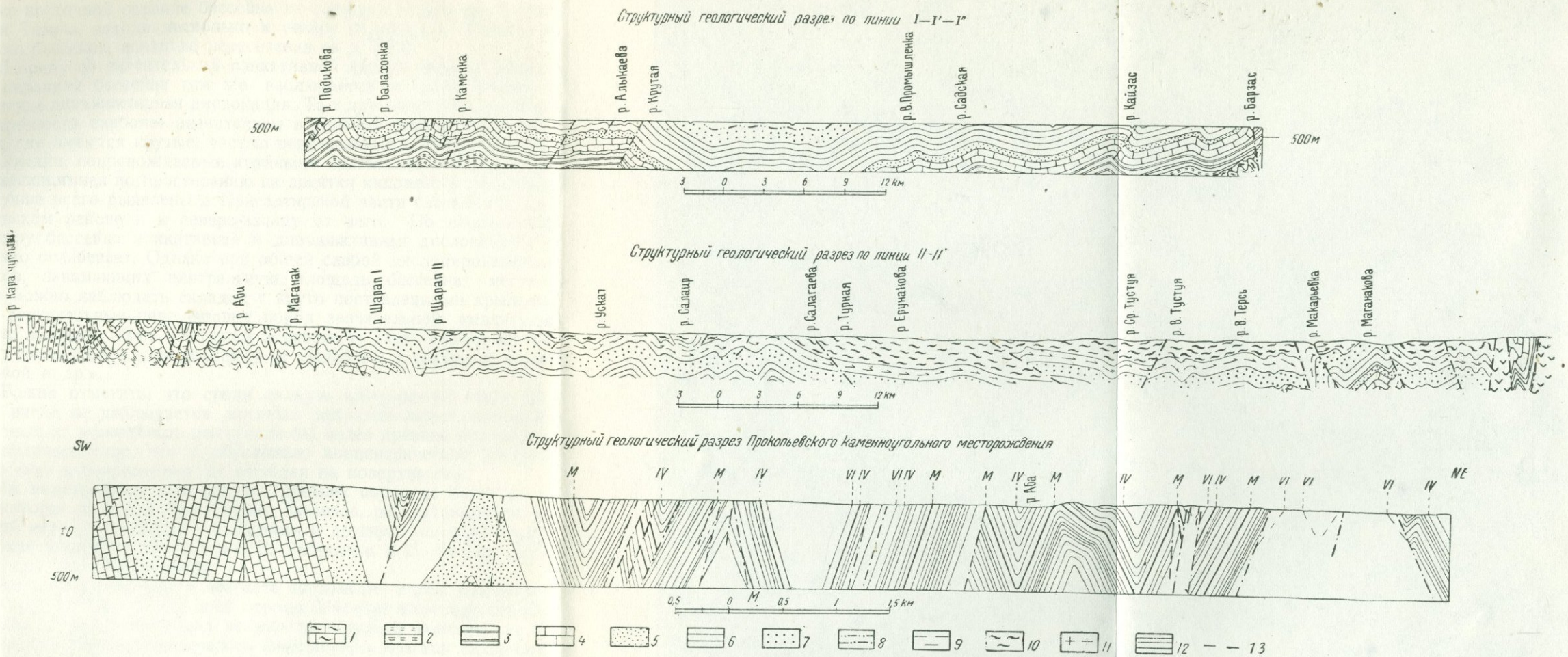
«На севере, в первоначально более широкой части бассейна, на широте города Кемерово, складчатость угленосных осадков, связанная с движением масс с северо-запада на юго-восток, распространилась от края бассейна вглубь его всего на 30 *км*. Наконец, результаты движения со стороны Кузнецкого Ала-тау, в средней, наиболее широкой части бассейна уже не заметны на угленосных отложениях в 30 *км* от восточной границы бассейна».

«Область спокойного залегания пород, за исключением небольших участков среди угленосных отложений наблюдается только



Фиг. 78. Геологическая карта Кузнецкого каменноугольного бассейна, по В. И. Яворскому [445].

1 — N неоген; *2* — J_1 нижняя, конгломератовая свита; *3* — T_3 верхний триас, Мальцевская свита; *4* — $P_2^{3}+4$ верхняя пермь, Кольчугинская свита; *5* — $P_2^{1}+2$ верхняя пермь, Безугольная свита; *6* — P_1 нижняя пермь, Балахонская свита; *7* — C_{1+3} нижний и верхний карбон; *8* — D_3 верхний девон; *9* — D_{1+2} нижний и средний девон; *10* — S ордовик и силур; *11* — Cm кембрий; *12* — M базальты и диабазы; *13* — γ граниты; *14* — линии тектонических нарушений.



Фиг. 79. Геологические разрезы через Кузнецкий бассейн, по В. И. Яворскому [445].

1 — Cm—S кембро-силур; *2* — D_2 средний девон; *3* — D_3 верхний девон; *4* — C_1 нижний карбон; *5* — C_3 острогская свита; *6* — P_1 Балахонская свита; *7* — P_2^1 Кузнецкая подсвита; *8* — P_2^2 Красноярская подсвита; *9* — Ильинская подсвита; *10* — Ерунаковская подсвита; *11* — диабазы; *12* — пласты угля; *13* — линии тектонических нарушений.

по юго-восточной окраине бассейна на площади между рр. Кондомой и Томью, заходя несколько к северу от устья р. Бельсу, по границе бассейна, почти до пересечения ее р. Усу».

«Наряду со значительной пликативной дислокацией по указанным окраинам бассейна там же наблюдается и значительная по амплитуде дизъюнктивная дислокация. Та и другая по степени своей интенсивности наиболее значительны в краевой зоне площади бассейна, где имеются крутые, частью вертикальные и даже опрокинутые складки, сопровождаемые крупными надвигами, отчетливо прослеживающимися по простиранию на десятки километров. Те и другие лучше всего выявлены в Присалаирской части бассейна в Прокопьевском районе и к северо-западу от него. По направлению к центру бассейна пликативная и дизъюнктивная дислокация постепенно ослабевает. Однако при общей слабой дислоцированности осадков, занимающих центральную площадь бассейна, местами и там можно наблюдать складки с круто поставленными крыльями их и вертикальные перемещения пород значительной амплитуды, как это выявлено нами, например, в районе р. Томи, северо-восточнее д. Казиковой, к северо-западу от Ленинска, в районе д. Сидоренковой и др.».

«Важно отметить, что среди складок центральной части бассейна нигде не наблюдается крупных антиклинальных поднятий, в которых на поверхность выступали бы более древние отложения, чем верхнепермские, что и обусловило концентрическое расположение свит в современных их выходах на поверхность».

Мы видели выше, что надвиги древних пород на более молодые, которые имеются по окраинам бассейна, рассматриваются, по крайней мере, частично, М. А. Усовым и другими томскими геологами, как шарриажи. По мнению В. Яворского и П. Бутова, оснований для этого не имеется.

Что касается вопроса о возрасте дислокаций пород, слагающих Кузнецкий бассейн, то во всей огромной толще каменноугольных, пермских и триасовых пород не имеется никаких указаний на то, чтобы их отложение прерывалось какими-либо эпохами складчатости. «С ясно выраженным угловым несогласием на верхнепермских и верхнетриасовых отложениях лежат осадки верхнеюрского возраста. Перед отложением их прошла древнекиммерийская фаза (складчатости), тоже весьма слабо здесь проявившаяся... В местах значительной дислокации перми прикрывающие ее юрские отложения также сильно дислоцированы. Это последнее показывает, что после имевшей здесь место последней фазы каледонской складчатости наиболее интенсивной была фаза складчатости, проявившаяся после отложения юрских осадков и заключенных в них и верхнетриасовых осадках силлов базальтов, дислоцированных совместно с юрскими осадками. Точное установление времени проявления этой складчатости затруднительно, так как юрские осадки везде здесь прикрыты четвертичными» [438].

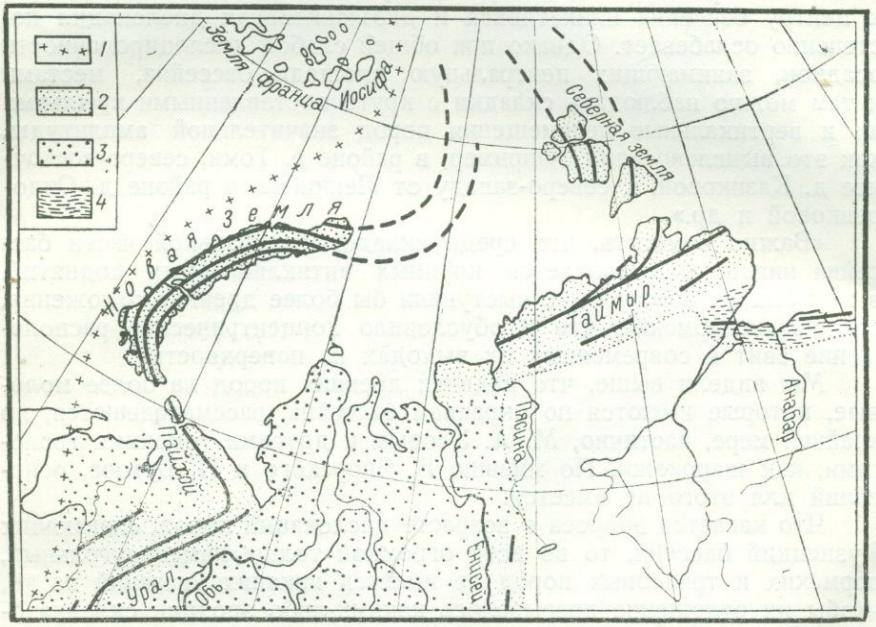
В пределах Минусинской впадины [440] развитые здесь девонские и каменноугольные отложения образуют пологие брахискладки и купола. Углы падения угленосных каменноугольных пород обычно не превышают 15°. По границе с окружающими кот-

ловину древнепалеозойскими хребтами и здесь имеются резкие дизъюнктивные дислокации и надвиги.

Более подробные сведения сводного характера о Минусинской котловине можно найти в работе Я. С. Эдельштейна [440].

Таймыр и Северная Земля

Чтобы покончить с рассмотрением выступов складчатого фундамента Урало-Сибирской складчатой страны, нам остается познакомиться со строением области, прилежащей к правобережью Енисея, ниже устья Ангары, полуострова Таймыр [564] и архипелага



Фиг. 80. Схема строения северной части Урало-Сибирской складчатой области.

1 — восточная граница Восточноевропейской платформы; *2* — выходы герцинских складчатых сооружений на поверхность; *3* — область, в которой палеозойский складчатый фундамент скрыт под более молодыми породами; *4* — мезозойские складчатые сооружения.

Северной Земли, складчатость которого тесно связана со складчатостью Таймыра. Краткая сводка по тектонике Таймыра и Северной Земли дана недавно Л. Н. Смирновым [344].

«По геологическому строению Таймырский полуостров, — говорит Л. Н. Смирнов, — представляет складчатую зону, протягивающуюся от Енисея в северо-восточном направлении к восточному берегу Таймырского полуострова, далее или загибающуюся к северу и переходящую на архипелаг островов Северной Земли, служащих продолжением Таймырского полуострова, или протягивающуюся далее в близком к широтному направлении, и тогда Северная Земля будет северной ветвью Таймырской зоны».

Идя с севера на юг в Таймырском складчатом сооружении можно различить три полосы (фиг. 80). Первая из них сложена кристаллическими сланцами и гнейсами, которые относят к древнему палеозою и докембрию. Породы эти дислоцированы весьма интенсивно; падение их большей частью очень крутое; преобладающее простирание ВСВ, но на севере, повидимому, намечается поворот на северо-восток и у мыса Челюскина даже прямо на север. К полосе сланцев приурочиваются крупные гранитные интрузии. На Северной Земле кристаллические сланцы выходят только на восточном берегу Северного острова.

К югу от полосы кристаллических сланцев располагается полоса силурийских и частью девонских, преимущественно известковых пород, на которые сланцы надвинуты. Породы эти образуют ряд крутых, часто опрокинутых на юг складок СВ простирания. Третья, южная, зона Таймыра состоит из пермских отложений Тунгусской свиты, выраженных преимущественно глинистыми сланцами и многочисленными интрузиями диабазов. Породы эти дислоцированы значительно слабее, чем более древние, и образуют «небольшие короткие складки, осложненные позднейшими интрузиями диабазов».

Главная эпоха складчатости на Таймыре падает на время после отложения Тунгусской свиты, т. е. на самый конец палеозоя или на начало мезозоя.

«Отчетливая, но не особенно значительная тектоническая фаза была после верхнего силура, до отложения Тунгусской свиты».

Весьма большой интерес представляет тектоника архипелага Северной Земли. Породы, слагающие последнюю, образуют, несомненно, второе, северо-западное крыло Таймырского тектонического сооружения (фиг. 80).

Мы видели выше, что в северо-восточных частях Таймыра кристаллические сланцы первой полосы меняют свое простирание из ВСВ на СВ и меридиональное. В соответствии с этим простирание кембрийских пород, слагающих южный, ближайший к Таймыру остров архипелага, о. Большевик, направлено в общем на ССВ 20°. Зеленые и серые вакковые сланцы с прослоями песчаников «образуют одну огромную антиклинальную складку, общего простирания около 20°. Крылья складки осложнены складчатостью второго, третьего и т. д. порядка, вплоть до микроскладок в несколько сантиметров и даже миллиметров размером, местами придающих породам характерный плойчатый вид. Ось главной складки проходит почти по середине острова, несколько ближе к его восточному краю. Наблюдается общее довольно сильное погружение складки к северу» [565]; в связи с этим к югу сильно увеличивается метаморфизация пород, которые в южных частях острова переходят в настоящие кристаллические сланцы, подобные развитым на Таймыре.

На о. Октябрьской Революции кембрийские сланцы сменяются силурийскими известняками, которые надвинуты на кембрий; простирание в зоне надвига меридиональное. Еще западнее на том же острове складки силурийских пород простираются уже на СЗ. Таким образом на о. Северная Земля совершенно отчетливо виден

заворот складчатой системы Таймыра с ВСВ на СЗ, очень напоминающий соответственный заворот Полярного Урала и Пай-хоя. Можно думать, что этот заворот складок указывает на то, что вся система Урало-Сибирской складчатости направляется в обход древнего массива о-вов Земли Франца Иосифа, который является северной окраиной Восточноевропейской платформы. Недавно Борном [467] была высказана мысль, что складки северного острова Северной Земли являются продолжением новоземельских складок. Мысль эта является весьма мало обоснованной и заведомо неверной.

Приенисейская складчатая полоса

Южное продолжение Таймырских складчатых сооружений погребено в недрах западной части Западносибирской низменности, но окраинные части этой системы складок переходят на правобережье Енисея, где и образуют Приенисейскую складчатую полосу, как ее назвал недавно Г. Г. Моор [226]. Полоса складок, сопровождающая правый берег Енисея, известна уже очень давно, но особенно большое внимание она стала привлекать к себе после исследований С. В. Обручева в Тунгусском угленосном бассейне [286, 285]. По вопросу о возрасте приенисейской складчатости высказывались весьма разнообразные мнения.

В. А. Обручев [279] определял возраст складчатости в пределах так называемого Енисейского горста как докембрийский, в остальных местах преимущественно как каледонский, а на юге, между Верхней и Подкаменной Тунгуской, даже как герцинский. Поскольку хорошо известно, что определения возраста складчатости в работах В. А. Обручева указывают весьма часто лишь возраст дислоцированных слоев, а не действительный возраст процесса складчатости, придавать значение этим указаниям, конечно, не приходится.

Н. С. Шатский считает [37, 424], что основная складчатость Приенисейской полосы относится к древней эпохе — верхнему протерозою или кембрию, но признает, что в каледонское и герцинское время здесь также имела место относительно слабая складчатость, которая по окраинам докембрийского Енисейского массива (горста) становилась очень интенсивной. В коллективной работе 1937 г. нами возраст приенисейской складчатости повышен был до каледонского. Также смотрят на возраст складок в окрестностях Енисейского кряжа М. М. Одинцов и П. П. Скабичевский [291].

М. М. Тетяев [374] и геологи, изучающие в последнее время Арктику: Г. Г. Моор [226] и В. П. Тебеньков [369], держатся иных взглядов и относят формирование складок Приенисейской полосы к герцинскому циклу. Доводы, которые ими приводятся, являются достаточно убедительными, поэтому я вместе с ними рассматриваю Приенисейскую складчатую полосу как окраинную зону Урало-Сибирской герцинской складчатой системы, тесно связанную со складчатыми сооружениями Таймыра.

«Тунгусский бассейн [226] окаймлен с запада полосой складчатого древнего палеозоя, в состав которого входят средний и верхний кембрий, ордовик и силур. Мощность нижнепалеозойских

отложений значительна и близка к нескольким тысячам метров... Древнепалеозойские отложения смяты в складки северо-западного и близкого к меридиональному простирания. Нередки сбросовые нарушения, иногда достигающие большого размаха. Углы падения в пределах морского нижнего палеозоя крутые (в ряде случаев до 80°); при движении на восток, в сторону верхних горизонтов, они делаются более пологими, и складчатые нарушения постепенно затухают. Например в основании продуктивный толщи (Тунгусской свиты) у контакта с известняковым комплексом древнего палеозоя углы падения достигают 40—50°, в то время как в верхних ее горизонтах они не превышают 15°; отложения, входящие в состав туфотуффитовой толщи, нарушены слабее, а лавы залегают почти горизонтально. Тем самым Приенисейская складчатая полоса постепенно переходит к платформенной области центральных частей Тунгусского бассейна; граница между ними в силу этого достаточно условна».

Строение складчатой полосы по мере движения вверх по Енисею значительно изменяется. На севере, в бассейне рр. Дудинки и Хантайки, с одной стороны, и в низовьях рр. Сухой и Нижней Тунгуски и Курейки — с другой, располагаются две длинные и массивные антиклинали, в осевых частях которых выходит на поверхность средний кембрий, а на крыльях располагается тунгусская свита. Простирание складок меридиональное; размах поднятия, учитывая очень большую (до 1500 *м*) мощность Тунгусской свиты в этих местах, не менее 3000 *м*.

Южнее, у р. Комсы из-под тунгусских отложений на правобережьи Енисея появляются девонские, а у р. Бахты — верхнесилурийские породы, образующие ряд относительно мелких складок СЗ простирания. Затем полоса силура сильно расширяется и отходит далеко от Енисея, окаймляя с северо-востока огромный массив Енисейского кряжа (или горста), состоящего из докембрийских и кембрийских пород, нижние горизонты которых являются более или менее сильно метаморфизованными [285, 286, 352, 266, 265]. Енисейский кряж тянется вдоль Енисея на протяжении приблизительно 650 *км* от устья р. Подкаменной Тунгуски до р. Кана. Простирание складок в южных частях массива СЗ, затем оно изменяется на СВ и, наконец, вновь переходит в СВ. Дислокация докембрийских пород чрезвычайно интенсивная. Весьма энергично дислоцированы по окраинам кряжа и кембрийские породы.

В центральных частях северной половины кряжа по указаниям Н. Г. Николаева [265, 266] древнепалеозойские породы «во многих пунктах лишь слабо выведены из горизонтального положения». С востока к Енисейскому кряжу примыкает полоса складок кембрийских и силурийских отложений, которые близ кряжа достаточно интенсивны, по мере же удаления от него делаются слабыми, пологими. Судя по всему, район Енисейского кряжа образовывал в геосинклинальной области герцинского времени устойчивую глыбу типа срединных массивов, которая влияла на направление и форму формировавшихся около него складок. Почти все геологи, изучавшие этот район, говорят о прижимании палеозойских складок к массиву кряжа.

Выше мы привели те мнения, которые были высказаны различными геологами по вопросу о возрасте приенисейской складчатости. Не отрицая возможности существования как кембрийских, так и собственно каледонских дислокаций, мы считаем, что в настоящее время накопилось достаточно данных для того, чтобы приписывать складчатости, создавшей современную структуру рассматриваемой области, позднегерцинский возраст. Для решения этого вопроса особенно важны те факты, которые удалось собрать геологам, специально изучавшим угленосные породы Тунгусского бассейна. Подробнее останавливается на этом вопросе В. П. Тебеньков [369], который приходит к следующим выводам. «Основные складкообразовательные движения происходили в первый период отложения ангарской серии, предположительно на границе средней и верхней перми. Но отдельные небольшие пароксизмы повторялись неоднократно и значительно позже и во всяком случае после отложения самых молодых членов ангарской серии... В общем складкообразовательные движения здесь происходили очень длительное время, захватив всю пермь и частично мезозой. При этом довольно отчетливо замечается постепенное затухание складчатости при переходе от древних толщ к более новым».

Западносибирская низменность

Нам остается сказать несколько слов о структуре Западносибирской низменности, поскольку ее можно в настоящее время, при крайнем недостатке фактического материала, понять. О подразделении ее мы уже говорили выше.

Низменность по основным чертам своего строения чрезвычайно близко напоминает Восточноевропейскую плиту, причем существенным различием между той и другой является лишь возраст складчатого фундамента: если в Восточноевропейской плите последний состоит из дислоцированных и метаморфизованных докембрийских пород, то в Западносибирской низменности он сложен дислоцированным палеозоем и, вероятно, нижним мезозоем. Что в основе Западносибирской низменности действительно лежат дислоцированные палеозойские породы, доказывается целым рядом фактов.

Во-первых, на западе под мезозойские и третичные отложения низменности линии равных аномалий силы тяжести вытянуты в меридиональном направлении, соответственно простиранию пород Среднего Урала, а в юго-восточных частях те же изоаномалы образуют дуги, соответствующие изменению СЗ алтайских простираний в СВ колыванские [33].

В-третьих, наличие в фундаменте впадины дислоцированных палеозойских пород доказывается непосредственно глубокими скважинами, которые, пройдя толщу кайнозойских и мезозойских пород, врезались в подстилающий их палеозой [142, 438]. По сообщению Н. Г. Кассина [142] в южной части Западносибирской низменности, вдоль Омской ж. д., древние породы фундамента достигнуты в следующих пунктах: 1) на ж.-д. станции Макушино [1] на глубине 693 *м* (550 *м* от уровня моря); 2) на ст. Ганькино [2] — на глубине 920 *м* (745 от уровня моря); 3) на ст. Киалы — на 160 *м* ниже уровня моря; 4) в Тургайской впадине (в г. Тургае) палеозой залегает на глубине 325 *м*, а у оз. Койбогар — на глубине 200 *м* (15 *м* от уровня моря).

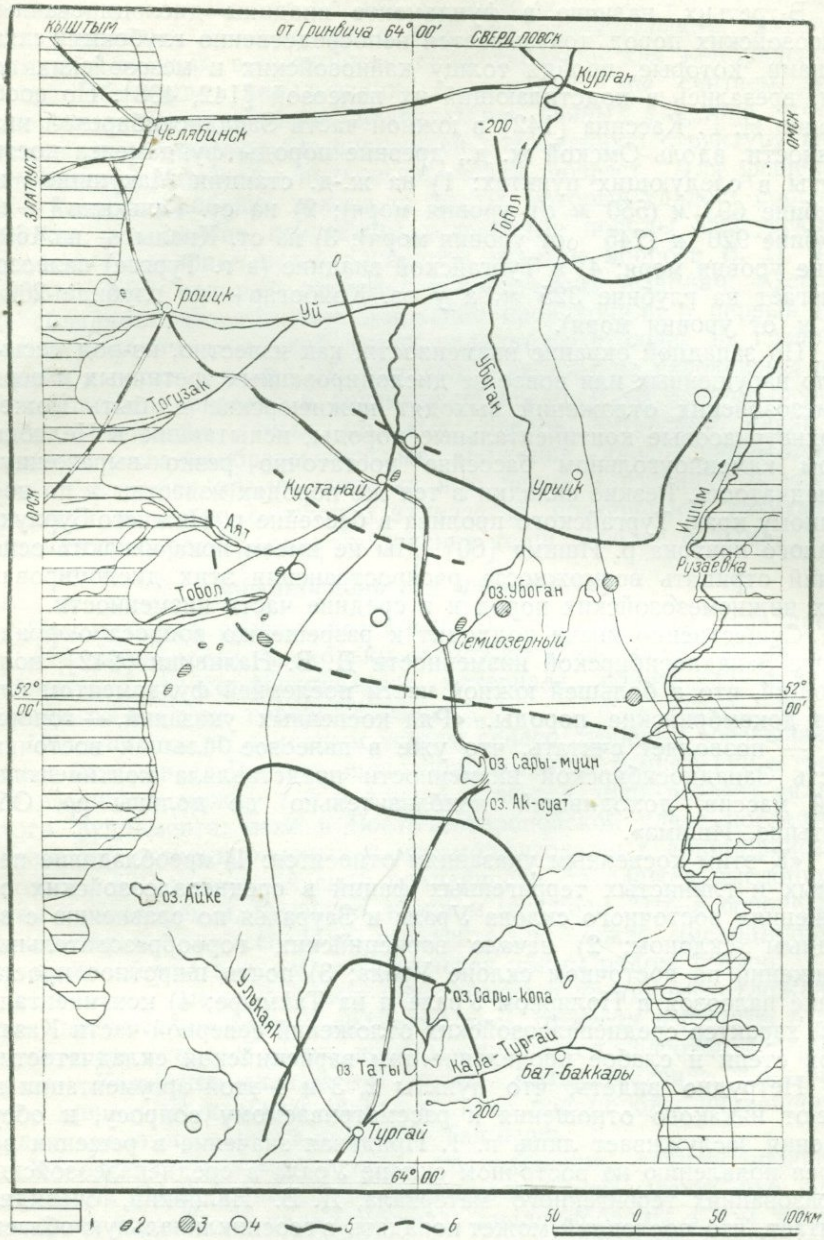
По западной окраине низменности, как известно, из-под весьма мало нарушенных или вовсе не дислоцированных третичных и верхнемезозойских отложений выходят нижнеюрские и, быть может, верхнетриасовые континентальные породы, испытавшие в Челябинском каменноугольном бассейне достаточно резко выраженную складчатость. Резкие складки в тех же породах известны и по восточному краю Тургайского пролива в бассейне р. Нижнего Бурлука, правого притока р. Ишима [60]. Мы не имеем пока никаких оснований отрицать возможность распространения этих дислоцированных нижнемезозойских пород и в средние части низменности.

Существенно иначе подходит к разрешению вопроса о фундаменте Западносибирской низменности Д. В. Наливкин [242], полагающий, что в большей южной части последней фундаментом служат докембрийские породы. «Ряд косвенных указаний, — говорит он, — позволяет считать, что уже в палеозое бóльшая восточная часть Западносибирской низменности представляла континентальный массив, доходивший приблизительно до долины рр. Оби, Иртыша, Ишима».

«К этим косвенным указаниям относятся: 1) преобладание песчаных и глинистых терригенных фаций в среднепалеозойских отложениях восточного склона Урала и Зауралья по сравнению с западным склоном; 2) начало варисцийских горообразовательных движений на восточном склоне Урала; 3) почти широтное простирание палеозоя в Полярном Урале и на Таймыре; 4) континентальный характер среднепалеозойских отложений северной части Казахской степи и слабое проявление там варисцийской складчатости».

Нетрудно видеть, что пункты 2, 3 и 4 этой аргументации не имеют никакого отношения к рассматриваемому вопросу, и обсуждения заслуживает лишь п. 1. Придавая значение в решении вопроса появлению на восточном склоне Урала в среднепалеозойских образованиях терригенного материала, Д. В. Наливкин, очевидно, считает, что последний может попадать в геосинклинальную область лишь с расположенных по соседству докембрийских плит. Из изучения всего ранее рассмотренного материала мы могли убедиться, что терригенные породы в геосинклиналях образуются за счет разрушения горных сооружений, возникающих в пределах самих гео-

[1] На половине расстояния между Курганом и Петропавловском.
[2] Около 70 *км* восточнее Петропавловска.



Фиг. 81. Схематическая карта Тургайского пролива, по Г. Е. Быкову [60].

1 — область сплошного распространения складчатого палеозоя и кристаллических пород; *2* — разрозненные выходы палеозоя и кристаллических пород; *3* — скважины, достигшие складчатого фундамента; *4* — скважины более 100 *м* глубиной, не достигшие фундамента; *5* — предполагаемые линии одинаковой высоты (0 и 200 *м* над уровнем моря), залегания складчатого фундамента; *6* — простирание антиклинальных поднятий в кайнозойских отложениях.

синклинальных областей. Если это так, то появление терригенных пород на восточном склоне Урала указывает лишь на то, что мы приближаемся здесь к горным массивам, которые возникли в Урало-Сибирской геосинклинальной области в каледонский горообразовательный период.

Крайне малая изученность Западносибирской низменности, в особенности отсутствие здесь достаточного числа глубоких буровых скважин, не позволяют составить определенное представление о том, как изменяется глубина поверхности палеозойского фундамента на обширных пространствах, и мы не можем с достаточной уверенностью решить, существуют ли здесь подземные выступы этого фундамента и вторичные впадины и как они расположены. Н. С. Шатский, впрочем, находит возможным высказываться в этом отношении с достаточной определенностью [425]. «Изучение скважин в бассейне Иртыша и последние работы Громова по Оби в Сургатском районе, — говорит он, — показывают, что Западносибирскую низменность нельзя рассматривать как единое, однородное целое. Судя по немногочисленным данным, на юге к Казахской складчатой стране примыкает крупный мульдообразный прогиб, выполненный третичными и, может быть, мезозойскими отложениями. Этот прогиб по своему происхождению сходен с впадинами древней Восточнорусской плиты, имеет, повидимому, асимметричное строение с более крутым южным крылом и более пологим северным. Ось его совпадает со средним течением Иртыша. Северо-восточнее Иртышской впадины располагается обширная область, в которой древние складчатые образования лежат, повидимому, на меньшей глубине, чем в Иртышском прогибе». Приходится признать, что эти указания мало обоснованы.

Достаточно точно установлено исследованиями Г. Е. Быкова [60], что в средней части Тургайской впадины или пролива, который отделяет Южный Урал и Мугоджары от палеозойского массива Центрального Казахстана, палеозойский фундамент образует пологий вал широтного направления. Вал этот, связывающий Урал с Центральным Казахстаном, подразделяет Тургайскую впадину на две части и служит естественной границей между Западносибирской и Приаральской впадинами.

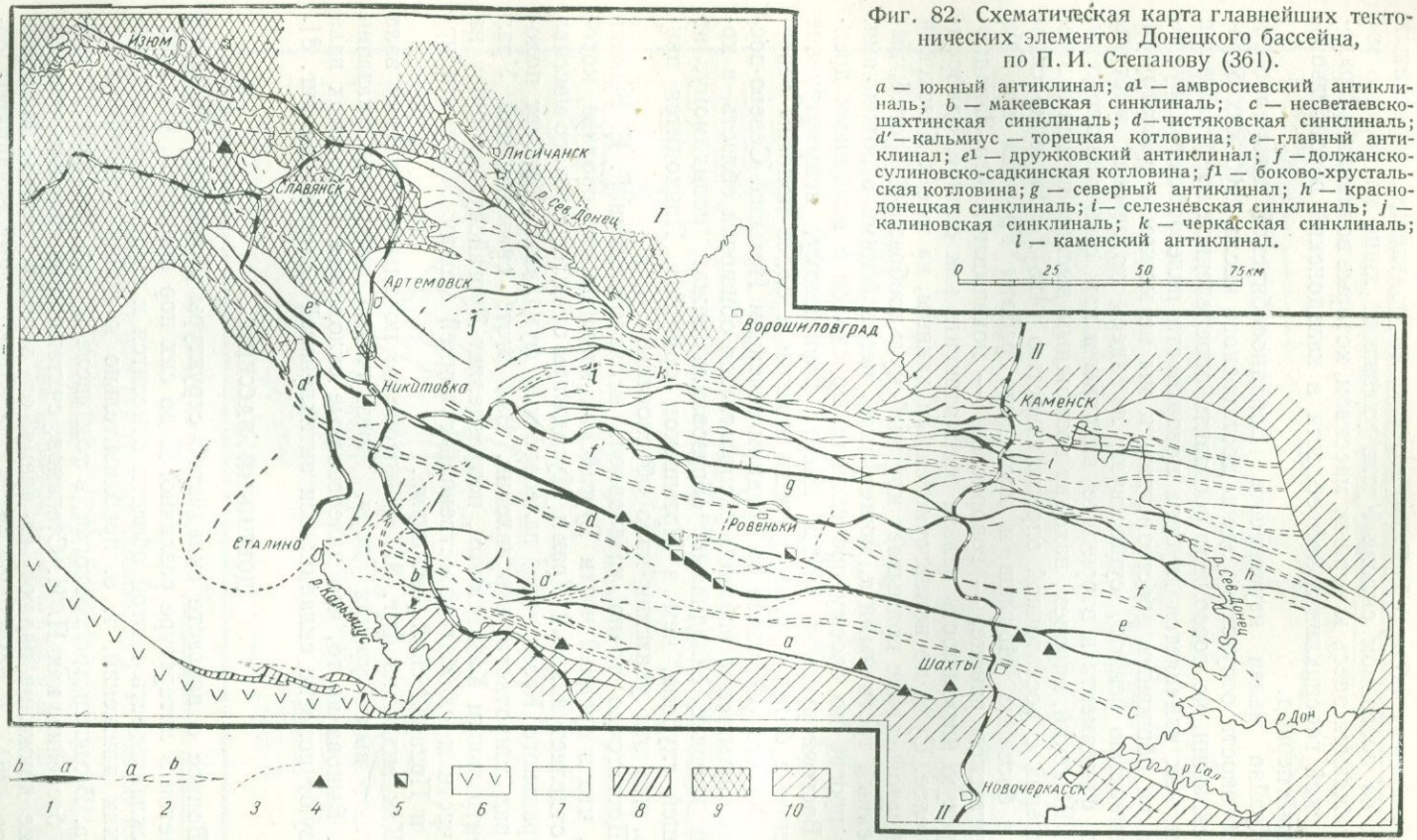
Как видно из фиг. 81, палеозойские породы в пределах вала залегают выше уровня моря. Чрезвычайно интересны указания Г. Е. Быкова на то, что палеогеновые отложения в пределах вала образуют пологие складки; оси антиклиналей нанесены на фиг. 81.

ДОНЕЦКИЙ БАССЕЙН

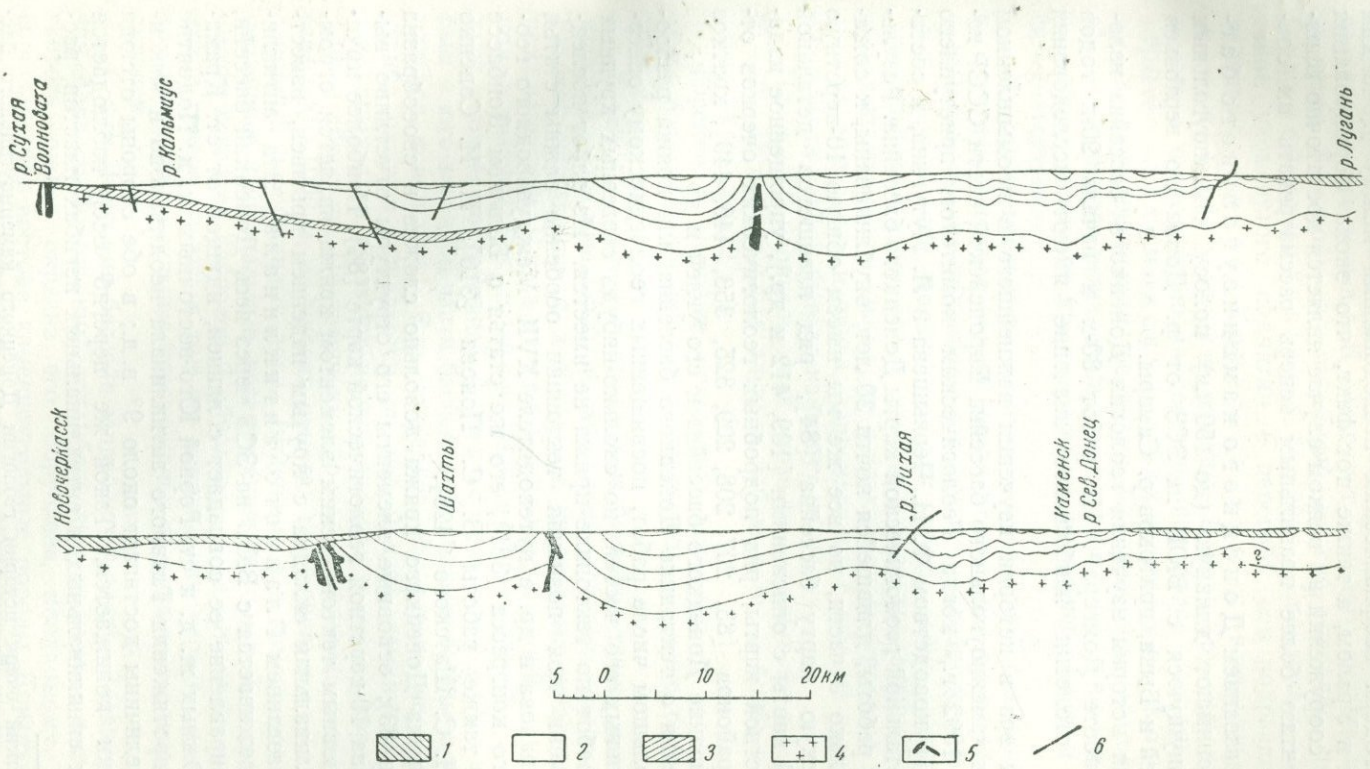
Вопрос о возрасте складчатой структуры Донецкого бассейна решается в литературе различно. Я до сих пор принимал, что главная складчатость в этой области относится к группе древнекиммерийских движений, т. е. приблизительно к концу триасового периода. Большинство геологов, в том числе и такие знатоки Донецкого бассейна, как П. И. Степанов, считают, что главные орогенические движения падают на время от верхней перми до конца триаса [361], и помещают его в число герцинских складчатых со-

Фиг. 82. Схематическая карта главнейших тектонических элементов Донецкого бассейна, по П. И. Степанову (361).

a — южный антиклинал; a^1 — амвросиевский антиклиналь; *b* — макеевская синклиналь; *c* — несветаевско-шахтинская синклиналь; *d* — чистяковская синклиналь; *d'* — кальмиус — торецкая котловина; *e* — главный антиклинал; e^1 — дружковский антиклинал; *f* — должанско-сулиновско-садкинская котловина; f^1 — боково-хрустальская котловина; *g* — северный антиклинал; *h* — краснодонецкая синклиналь; *i* — селезневская синклиналь; *j* — калиновская синклиналь; *k* — черкасская синклиналь; *l* — каменский антиклинал.



1—антиклинальная осевая линия (*a*—вздымание; *b*—погружение осей); *2*—синклинальная осевая линия (*a*—вздымание; *b*—погружение осей); *3*—линия разрывов (сбросы и надвиги); *4*—изверженные породы; *5*—руды Pb, Zn, Cu, Hg; *6*—докембрий; *7*—карбон; *8*—девон; *9*—площади, покрытые триасом, юрой и мелом; *10*—площади, покрытые меловыми и третичными отложениями.



Фиг. 83. Схемы геологических разрезов Донецкого бассейна, по П. И. Степанову [361].

1 — меловые и третичные отложения; *2* — каменноугольные отложения; *3* — девон; *4* — докембрий; *5* — изверженные породы; *6* — сбросы и надвиги.

оружений. Учитывая ту связь, которая наметилась за последнее время благодаря геофизическим исследованиям между Донецким бассейном и Уралом, а также тот факт, что эпоха формирования этих двух сооружений во всяком случае является достаточно близкой, я считаю более правильным теперь рассматривать их совместно.

Под названием Донецкого каменноугольного бассейна понимают длинную (до 150 *км*) полосу каменноугольных пород, тянущуюся с ВЮВ на ЗСЗ от р. Донца до верховьев рр. Волчьей и Быка, притоков р. Самары.

Ранняя история изучения геологии Донецкого бассейна изложена в работе Домгера[1]. Из работ 80-х и начала 90-х годов прошлого столетия наибольшее значение имеют исследования Гурова.

Новая эра в истории изучения важнейшего в промышленном отношении каменноугольного бассейна Европейской части СССР началась в 1892 г., когда Геологическим комитетом приступлено было, под руководством Ф. Н. Чернышева и Л. Лутугина, к составлению детальной геологической карты Донецкого бассейна. Результаты этой работы, длившейся почти 30 лет, опубликованы, к сожалению, только отчасти, но все же мы имеем общую 10-верстную геологическую карту бассейна [84], ряд планшетов детальной 1-верстной карты с описаниями [109, 412 и др.], упрощенное издание 1-верстной карты, ряд подробных геологических очерков отдельных районов [83, 207, 208, 209, 325, 353, 446, 449], краткое общее описание Донецкого бассейна и его углей и др.

Сведения о тектонике Донецкого бассейна или кряжа разбросаны в большом числе работ, посвященных геологическому описанию отдельных его частей, но сколько-нибудь серьезных крупных сводных работ по тектонике кряжа не имеется. Из работ последнего времени для познания тектоники особенно важны статья П. И. Степанова и др. в путеводителе XVII Международного геологического конгресса [361], его же статья о Большом Донбассе [322], а также работы В. С. Попова [310], П. И. Савенко [333] и Н. С. Шатского [428].

Тектоника Донецкого кряжа довольно сложна и своеобразна (фиг. 82 и 83); основные элементы его структуры отчетливо выявляются на 10-верстной геологической карте [84]. Наиболее крупным и основным тектоническим элементом кряжа является огромная антиклинальная складка с крутым падением крыльев, известная под названием Главного антиклинала. Эта антиклиналь прослеживается с ВЮВ на ЗСЗ через весь Донецкий бассейн, причем направление ее совпадает с линией, идущей от ст. Краматорская Южных ж. д. к ст. Горной Юго-восточных ж. д. Поднятие слоев на протяжении Главного антиклинала неодинаково и максимальной величины достигает около 9° в. д.; в обе стороны отсюда ось складки понижается. Такой же перегиб осей наблюдается в длинных синклинальных и антиклинальных изгибах пластов, рас-

[1] «Краткий очерк истории геологии Донецкого каменноугольного бассейна» (Харьков, 1881).

полагающихся к северу и к югу от Главного антиклинала, поэтому синклинальные складки подразделяются поперечным перегибом каждая на две мульды. К северу от Главного антиклинала располагается большой синклинальный прогиб, нередко называемый Главной синклиналью бассейна. Синклиналь эта вследствие упомянутого поднятия и перегиба оси подразделяется на западную Боково-Хрустальскую и восточную — Должанско-Садкинскую мульды. Боково-Хрустальская мульда вместе с расположенными севернее нее более мелкими, сливаясь, образует Артемовскую (Бахмутскую) котловину, выполненную пермскими осадками. Севернее этих мульд проходит второе основное антиклинальное поднятие (Северный антиклинал), северное крыло которого осложнено мелкой вторичной складчатостью.

Между Северным антиклиналом и северной границей бассейна располагается полоса мелкой складчатости; мы имеем здесь многочисленные брахиантиклинали и купола, подразделенные котловинами. Среди этих мелких складок чрезвычайно распространено опрокидывание их на север, причем в этих дислокациях участвуют не только каменноугольные, но и верхнемеловые породы. Очень распространены здесь надвиги, направленные с юга на север, в которых иногда карбон бывает надвинут на мел.

Плоскости надвигов, как правило, падают на юг под углом 40—60°, но в отдельных случаях наблюдается и более пологое падение их — до 20°.

Юрские и меловые отложения, развитые в северо-западной части бассейна, образуют многочисленные пологие складки и купола.

К югу от Главного антиклинала бассейна также протягивается длинный синклинальный изгиб слоев, распадающийся подобно Главной синклинали на две мульды, из которых западная известна под названием Чистяково-Кальмиусской, а восточная — под названием Грушевско-Несветаевской. Южнее следует сложно построенный Амвросиевский купол, за которым в юго-западной части бассейна располагается еще одно синклинальное понижение. Это последнее вследствие неравномерности изгиба пластов распадается на ряд мелких замкнутых котловин, в которых слои образуют мелкие складки и сильно перебиты сдвигами и сбросами. По трещинам сбросов, амплитуда которых достигает 600—1000 м, во многих пунктах произошли внедрения ультраосновных изверженных пород (мончикитов и камптонитов). Многочисленные вертикальные перемещения по южной окраине кряжа имеют характер взбросов и обусловлены надвиганием частей складок с севера на юг; в том же направлении нередко происходят и крупные горизонтальные перемещения разорванных сдвигами частей складок.

С юга Донецкий бассейн западнее меридиана Таганрога ограничен Азовско-Подольским докембрийским массивом; восточнее Таганрога южная окраина его обрублена, повидимому, большими сбросами. На востоке каменноугольные породы Донецкого кряжа скрываются под покровом третичных образований, но их продолже-

ние, как указано было выше, прослеживается по аномалиям силы тяжести до Каспийского моря и далее до Урала.

К северу от границы выходов каменноугольных отложений на поверхность складчатость продолжается под покровом более молодых отложений только на небольшое расстояние. Глубокие буровые скважины, заложенные здесь для определения северной границы Донецкого бассейна, показали, что складчатость скоро сменяется пологим падением слоев с севера на юг.

Очень много сделано за последние годы для выяснения вопроса о западном продолжении Донецкого бассейна под покровом третичных и верхнемеловых пород, выполняющих Днепровско-Донецкую впадину. Большими геофизическими и разведочными работами выяснено, что выходы гипсов, которые давно были известны в окрестностях Ромен [576], представляют поверхностную часть соляного купола, поднимающегося с очень большой глубины; соль, повидимому, имеет девонский возраст. Аналогичные купола имеются и в других местах. Буровые скважины, заложенные близ куполов, достигли каменноугольных пород донецкой фации, которые обнаруживают заметные, до 20°, наклоны.

Все это в связи с геофизическими данными показывает, что дислокации палеозойских пород, скрытых более молодыми отложениями от непосредственного наблюдения, продолжаются еще далеко на северо-запад. В этой западной части, повидимому, наряду со складками обычного типа развиты и так называемые соляные купола. Сейсмометрические разведочные работы [333] заставляют думать, что полоса дислоцированных каменноугольных пород в Днепровско-Донецкой впадине не так непосредственно прилегает к докембрийским породам, как это имеет место в выходящей на поверхность части Донецкого бассейна. Судя по фактам, приводимым П. И. Савенко [333], в бассейне рр. Самары и Орели между продолжением Донецкого бассейна и выходами докембрийских пород в районе левобережной Украины располагается полоса, в которой каменноугольные породы так же полого наклонены с юга на север, как они на южном склоне Воронежского щита наклонены с севера на юг. Это имеет огромное значение для определения природы восточной части Азовско-Подольского щита, о чем мы будем говорить в дальнейшем.

Производившиеся в последнее время в Донецком бассейне геофизические исследования (сейсмометрические) дали возможность определить с известной долей вероятия глубину залегания докембрийского фундамента в различных точках бассейна; наибольшая глубина достигает около 8000 м. П. И. Степановым [361, 362] на основании этого составлены интересные профиля, воспроизводимые на фиг. 83.

Весьма интересные данные получены также при проведении в Донецком бассейне гравиметрических работ.

«Чрезвычайно большой интерес представляет в Донецком бассейне [24] полоса положительных аномалий, превышающих + 50 mgal, которая протягивается почти в широтном направлении от Чаплино в бассейне р. Волчьей через Гришино, Сталино, Никитовку, Дебальцево, Федоровку и Ровеньки. Будучи вытянута подобно са-

мому Донецкому бассейну в широтном направлении, полоса эта, однако, не вполне совпадает с простиранием пород и пересекает их под очень острым углом. У своего западного окончания полоса выходит из пределов Донецкого кряжа». «Можно высказать предположение, что это явление может быть связано с существованием здесь на умеренной глубине каких-либо тяжелых интрузивных масс. Этот вывод, на мой взгляд, получает подтверждение в том, что рудные месторождения Никитовки и Нагольного кряжа, которые должны быть связаны с какими-то интрузиями, располагаются в пределах рассматриваемой полосы избытков масс».

На поверхности в Донецком бассейне известны только дайки и небольшие пластовые интрузии мончикитов, камптонитов и рогово-обманковых порфиритов, приурочивающиеся частью к полосе крупных разломов вдоль южной окраины бассейна, частью же к области Главного антиклинала. Все эти интрузии прорывают каменноугольные породы. Изолированный выход основной изверженной породы известен также и среди юрских отложений северо-западной части Донецкого бассейна. К какому времени относится внедрение интрузивных масс, точно мы не знаем, но едва ли можно сомневаться в том, что оно произошло в мезозое [313, 212, 213].

Особо необходимо рассмотреть вопрос о природе восточной части Азовско-Подольского докембрийского массива, которая прилегает с юга к Донецкому бассейну.

Мы уже знаем, что по представлениям М. М. Тетяева [527, 372] весь Азовско-Подольский докембрийский массив является отнюдь не древним платформенным образованием, а антиклинальным ядром герцинской донецкой складчатости.

До известной степени близки, но гораздо более сложны взгляды, высказанные по этому вопросу Н. С. Шатским [428]. По его мнению «Донецкий каменноугольный бассейн представляет не полный синклинорий, а лишь некоторую северную часть его, южная же часть ранее располагалась на восточном окончании Украинского кристаллического массива, где она размыта, и в прилежащих частях Приазовской депрессии, где она могла быть погружена на огромную глубину. В полном соответствии с этим выводом стоит и современная складчатая структура южной окраины бассейна, представляющая не естественное ограничение геосинклинальной впадины подобно северной его части, а сильно поднятую и размытую глубокую область синклинория. На это указывает и строение прилежащей площади Украинского кристаллического массива. Как известно, приазовская часть его отличается наличием и широким распространением характерных изверженных пород, а именно молодых щелочных гранитов и нефелиновых сиенитов с мариуполитами. По южной окраине бассейна широко развиты ультраосновные жильные породы (мончикиты и камптониты), которые представляют несомненные жильные дериваты нефелиновых сиенитов кристаллической полосы. Мончикиты и камптониты выполняют трещины в нижне- и среднекаменноугольных отложениях и нигде не прорывают верхнего мела; поэтому возраст их доверхнемеловой, весьма вероятно, верхнепалеозойский, так как мезозойские жильные породы, прорезающие в Донбассе не только палеозой, но и юру, пред-

ставлены диабазами. Эти соотношения показывают таким образом, что во время интрузий щелочных пород восточное окончание Украинского кристаллического массива было покрыто достаточно мощной толщей палеозойских отложений». На поверхность восточный, Азовский, участок Азовско-Подольского массива поднят «молодыми поднятиями по северной окраине альпийской складчатой полосы».

Западную, правобережную, по отношению к Днепру, часть Азовско-Подольского щита Н. С. Шатский в противоположность М. М. Тетяеву считает древним докембрийским образованием. Объясняются указанные соотношения Н. С. Шатским следующим образом. По его мнению по структуре и положению Донецкий бассейн является предгорным внешним прогибом герцинской складчатой зоны. Если обратиться к строению предгорных прогибов Кавказских складчатых горных сооружений, о которых мы будем говорить в IV главе, то можно видеть, что они поперечными выступами более древнего складчатого фундамента подразделяются на вторичные, не сообщающиеся между собой впадины. Таким же древним выступом является по мнению Н. С. Шатского и западная, правобережная, часть Азовско-Подольского массива; выступ этот отделяет впадину Донецкого бассейна от Польско-Германской впадины.

К этим построениям приходится относиться с большой осторожностью, так как прочно обоснованными их считать ни в коем случае нельзя. Они базируются в основном на том, что мощность каменноугольных пород возрастает с севера на юг вплоть до южной границы бассейна. Из этого делают вывод, что каменноугольные отложения первоначально должны были распространяться дальше на юг, чем в настоящее время, и перекрывать Азовскую часть Азовско-Подольского массива. Источником слагающего их обломочного материала должна была быть горная страна, располагавшаяся где-то в пределах Крыма. Эти предположения вполне вероятны, но из них отнюдь еще не следует, чтобы палеозойские породы, покрывавшие восточную часть Азовско-Подольского щита, были дислоцированы. Если выводы П. Н. Савенко об условиях залегания карбона в низовьях Самары и Орели, о которых мы говорили выше, правильны, то мы имеем все основания думать, что и каменноугольные породы, покрывавшие некогда Азовский кристаллический массив, не были заметно дислоцированы. В этом случае и Азовско-Подольская часть щита в каменноугольное время играла роль такого же устойчивого массива, как и его западная часть.

Нам остается рассмотреть еще вопрос о возрасте складчатости Донецкого бассейна.

По мнению большинства геологов [361] первый период дислокаций имел место на границе между девонским и каменноугольным периодами, когда образовался ряд сбросов, сопровождавшихся вулканическими излияниями.

Главная фаза складчатости падает на время от верхней перми до конца триаса; возможно, что эти движения начались еще в верхнем карбоне. «В результате этих движений возник складчатый Донецкий кряж, который ко времени рэта был размыт почти до половины мощности всей палеозойской толщи». Незначительные движе-

ния имели место в конце юры или в нижнем мелу. Вторая крупная орогеническая фаза падает на начало третичного периода. «Эта фаза была очень интенсивна и в значительной степени осложнила тектонику как палеозойских, так и мезозойских отложений. На севере Донбасса она проявилась в виде мелкой складчатости, осложнившей крупные первоначальные складки. На юге бассейна имели место крупные сбросовые явления».

Очень слабые движения имели место, наконец, в послеэоценовое время.

Совершенно иначе разрешает вопрос о времени складчатости Донецкого бассейна Н. С. Шатский, который думает, что образование складок шло непрерывно, параллельно опусканию, и что наблюдаемые нами угловые несогласия обусловливаются не особыми эпохами складчатости, а только поднятиями, прерывающими процесс образования осадков. Чем больше перерыв в образовании осадков, тем при продолжающемся складкообразовании должно быть, очевидно, большее несогласие [428].

ГИПОТЕТИЧЕСКИЕ ГЕРЦИНСКИЕ СООРУЖЕНИЯ СЕВЕРНОГО КРЫМА

Едва ли может быть сомнение в том, что в пределах современной Крымско-Кавказской горной страны в верхнепалеозойское время существовали геосинклинальные условия и имела место герцинская складчатость. Создавшаяся в эту эпоху складчатая структура была впоследствии переработана позднейшими тектоническими движениями, поэтому здесь мы ее рассматривать не будем. Недавно М. В. Муратовым [230] было высказано предположение, что в основе так называемого Тарханкутского вала степного Крыма, который мы рассмотрим в следующей главе, лежит герцинское складчатое сооружение, связанное с теми остатками герцинских складок, которые известны в Добрудже, в устьях Дуная. Такое предположение следует считать вероятным, но не исключена возможность и того, что интенсивная складчатость фундамента вала относится и к более древним — каледонским — сооружениям. При обсуждении этого вопроса необходимо иметь в виду, что, как нам уже приходилось указывать раньше, где-то южнее Днепровско-Донецкого массива в каменноугольном периоде должна была существовать обширная, вероятно каледонская, горная страна, типа срединных массивов геосинклинальной области, разрушение которой давало обломочный материал, накоплявшийся в Донецкой геосинклинали. Она могла находиться на месте Азовского моря или южнее.

О НЕКОТОРЫХ ОБЩИХ ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ В СТРОЕНИИ ГЕРЦИНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ СССР

Если рассматривать область герцинской складчатости Урало-Сибирской плиты и Тянь-шаня как единое целое, то нетрудно подметить, что с точки зрения истории развития и структурных особенностей она не является однородной. Существующий материал позволяет наметить в распределении различных структурных типов определенные закономерности.

Из предыдущего легко видеть, что каледонские складкообразовательные движения охватили восточные и средние части интересующей нас области. Ярко выраженные следы их имеются в Салаиро-Саянской области, в Центральном Казахстане, в северном Тянь-шане; повидимому, они имеются также на Алтае и в Приенисейской зоне. В герцинском тектоническом цикле Салаиро-Саянский район приобрел, повидимому, достаточно ярко выраженные черты платформы, остальные же районы вошли в состав герцинской геосинклинальной области. Характер складчатости, возникшей в герцинском тектоническом периоде, в различных участках этой области был различен. Здесь выделяется прежде всего срединная часть геосинклинальной области, занимающая огромную площадь северного Тянь-шаня и Центрального Казахстана. Здесь интенсивность герцинской складчатости очень сильно уступает интенсивности каледонских дислокаций. В обширных синклинального типа впадинах девонские и каменноугольные отложения залегают относительно очень спокойно. Такой характер дислокаций дал основание некоторым геологам, как мы видели выше, считать, что герцинская складчатость в Центральном Казахстане имеет германотипный характер. Иное мы видим в окраинных частях области герцинской складчатости. На Урале и в Тянь-шане, с одной стороны, и на Алтае, а также в Колыванском массиве — с другой, девонские и каменноугольные породы весьма интенсивно дислоцированы, так что складчатость их имеет типичный геосинклинальный характер.

Таким образом приходится притти к заключению, что в средних частях нашей геосинклинальной области в результате каледонской складчатости возник более устойчивый срединный массив, который в последующем испытал менее интенсивную пликативную дислокацию, чем периферические части той же области. Настоящая геосинклинальная складчатость герцинского периода происходила лишь в краевых частях геосинклинальной области, которая таким образом в результате каледонских тектонических движений как бы подразделилась на две вторичные геосинклинальные полосы, подразделенные более устойчивым срединным массивом. Является ли этот факт случайностью или он отражает более общие закономерности развития геосинклинальных областей, должен показать наш анализ структуры других складчатых сооружений как герцинского, так и более молодого возраста.

В связи с постановкой этого вопроса следует отметить, что аналогичную роль древнего срединного массива в каледонской геосинклинальной области мог играть массив Эриа, о котором мы говорили в предыдущей главе.

ГЕРЦИНСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ СООРУЖЕНИЯ МОНГОЛИИ, КИТАЯ И МАНЧЖУРИИ

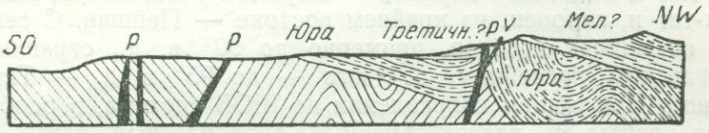
Нам остается познакомиться в самых кратких чертах с герцинскими складчатыми сооружениями зарубежной части Азии и Европы.

К востоку и югу от азиатских границ СССР складчатые сооружения герцинского возраста покрывают бо́льшую часть централь-

ной Азии в пределах Монголии, Манчжоу-Го, Китая и Тибета. Область эта принадлежит к числу наименее изученных частей Азиатского материка, поэтому составить отчетливое представление о ее строении еще не представляется возможным [521, 522, 516]. Мы сообщаем здесь только самые краткие сведения о ее тектонике, поскольку имеющиеся факты позволяют это сделать.

Продолжением системы Алтая в области северо-западной Монголии является сложно построенная и очень плохо еще изученная горная страна, в состав которой входят горные массивы Ханхухея, Хангая, Гобийского Алтая и др., состоящие в основном из палеозойских пород. Простирания этих пород образуют в общем широкие дуги, обращенные выпуклостью на юг.

В восточной Монголии, в области Гоби, рельеф страны утрачивает горный характер, и мы имеем здесь лишь низкие гряды, представляющие остатки срезанных эрозией горных хребтов; гряды эти подразделяются впадинами, которые заполнены продуктами разрушения некогда бывших здесь высоких горных массивов.



Фиг. 84. Разрез через Хангайские горы. Длина профиля 35 *км*, из Лейхса [516].

От области советского Алтая Монголия отличается широким развитием пермских отложений и притом не только континентальных, но и морских. Энергичная дислокация и местами глубокий метаморфизм пермских пород в связи с несогласным налеганием на них юрских отложений показывает, что главная эпоха герцинской складчатости падает здесь на конец перми, а быть может, даже и на триас. Юрские породы в Монголии, особенно в ее восточных частях, являются заметно дислоцированными, образуя пологие складки. Континентальные меловые отложения налегают на них несогласно и заметных дислокаций не обнаруживают (фиг. 84).

Чрезвычайно характерны для западной Монголии следы молодых вертикальных движений, о которых мы подробнее будем говорить во второй части. Благодаря этим движениям молодые породы, вплоть до четвертичных, по окраинам горных массивов, нередко бывают сильно нарушены; палеозойские породы у таких сбросов часто бывают надвинуты на молодые отложения, выполняющие впадины, которые подразделяют горные массивы.

Очень большой интерес представляют для нас горные сооружения северной Джунгарии [516, 276, 282], путем виргации связывающиеся, как мы видели выше, с одной стороны, с системой Джунгарского Ала-тау и Чу-Илийских гор, а с другой — с Тарбагатаем и другими складчатыми сооружениями Центрального Казахстана. От расположенной южнее системы Тянь-шаня хребты северной Джунгарии отделяются впадиной Джунгарского бассейна.

Останавливаться на описании геологического строения этой области, которое в общих чертах чрезвычайно близко напоминает строение прилежащих горных систем, мы не будем и отметим только широкое развитие здесь континентальных мезозойских и третичных отложений. Юрские породы образуют складки, то очень пологие, то местами, у подножья хребтов, гораздо более резкие и даже опрокинутые. В третичных отложениях по окраинам горных массивов также наблюдаются крутые наклоны и смятия. Дислокацию мезозоя и кайнозоя В. А. Обручев связывает с вертикальными движениями тех глыб, на которые разбиты складчатые сооружения северной Джунгарии.

Система горных хребтов, являющихся продолжением советской части Тянь-шаня, легко прослеживается в ВЮВ направлении почти до 110° в. д., где они, постепенно понижаясь, теряются среди низменных пространств Гоби. Главнейшими из хребтов по северной окраине системы являются Иранхарбут, Богдо-ола, Карлык-таг, в средних ее частях являющихся продолжением Кунгей Ала-тау, — Джол-даг и по южной окраине — Кара-теке, Хантенгри, Ханык-тау, Курук-таг и, наконец, на крайнем востоке — Пейшан. С севера система названных хребтов, примерно до 90° в. д., ограничивается Джунгарским бассейном, а с юга — до 95° в. д. — Таримской впадиной. При общем направлении на ВЮВ система, в особенности южные хребты ее, делает заметный дугообразный изгиб, обходя Таримскую впадину. Восточнее 80° в. д. хребты достаточно сближены и располагаются параллельно; к западу от указанного меридиана параллельно с сужением впадины от этого пучка хребтов начинают отщепляться все новые и новые хребты, образующие описанный выше советский южный Тянь-шань. У восточного конца Таримской впадины, между 90 и 95° в. д., горные цепи Тянь-шаня сходятся с цепями Куень-луня. Хотя дальнейшее продолжение Тянь-шаня в пределах Гоби и остается неизвестным, но некоторые факты заставляют думать, что здесь простирания начинают отклоняться к ВСВ в обход древнего массива Ордоса. В общем получается впечатление, что Тянь-шань в его целом образует гигантскую пологую дугу, охватывающую с юга Сибирскую платформу.

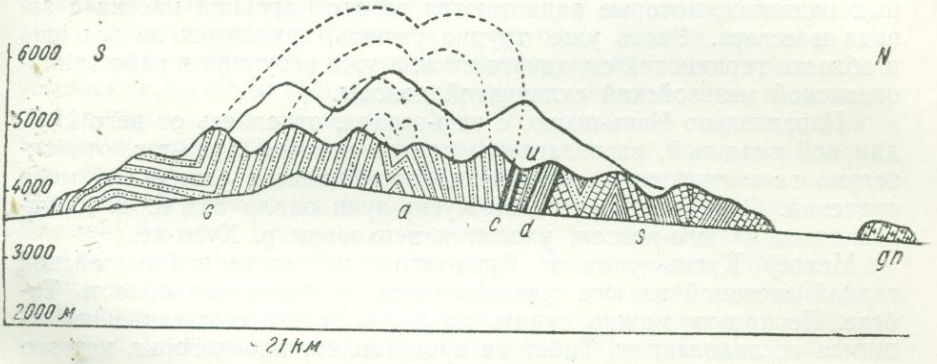
В тектоническом отношении восточный Тянь-шань отличается от западного, повидимому, большей силой мезозойских киммерийских движений; в этом сказывается близость области мезозойской складчатости.

К югу от Таримской впадины располагается горная система Куень-луня, которую обычно считают, правда без особых оснований, продолжением Заалайского хребта. Куень-лунь вместе с его восточным продолжением Алтын-таг образуют резкую, выпуклую к югу дугу; на востоке Алтын-таг переходит в Нань-шань, имеющий юго-восточное простирание, вследствие чего здесь образуется вторая дуга, обращенная выпуклостью на север. В этом отклонении Нань-шаня на юго-восток, так же как и в отклонении на северо-восток продолжения Тянь-шаня в Гоби, сказывается влияние Ордоса: складки обеих систем Тянь-шаня и Куень-луня расходятся, обходя этот древний массив. У юго-западного угла Ордоса происходит вторичное расщепление складчатой системы и складки обхо-

дят массив, со всех сторон прижимаясь к нему, опрокидываясь и надвигаясь в его сторону; по западному краю Ордоса располагается Алашань, а по южному Тсинглиншань. К северо-востоку от Ордоса складки принимают подобно складчатой системе восточного Гоби ССВ направление, и здесь из слияния многочисленных пучков их возникает хребет Большой Хинган, продолжающийся на север до Амура.

По словам Лейхса, основные черты тектоники Куень-луня сложились еще в додевонское и докаменноугольное время; об этом говорит также и то обстоятельство, что наибольшая часть интрузий также образовалась до карбона. «При более поздних варисцийских фазах никаких коренных преобразований не происходило, их действие ограничивалось частичным усилением складчатости и образованием расколов».

В еще большей степени приложимо это к более поздней (мезозойской и третичной) складчатости. Следует отметить, что третич-



Фиг. 85. Разрез через хребет Александра III.

a — ангарские слои; *c* — угленосные слои; *u* — красная свита; *d* — девонские сланцы и известняки; *S* — силур (?); *gn* — гнейсы, из Лейхса [516].

ные дислокации весьма распространены в системе Куень-луня; следы их можно видеть «по всей ширине горной системы, и они распространяются еще далеко в район северного форланда: складчатость различных ярусов третичных отложений, несогласия между ними, крутые расколы и возникающие из них надвиги на север и северо-восток характерны не только для северного края гор, но и для границ различных зон внутри самой горной системы». Движения в Куень-луне продолжаются и до настоящего времени, что можно видеть по изгибам террас. Характерным отличием Куень-луня от Тянь-шаня является наличие молодых вулканических излияний, часть которых относится даже к четвертичному времени. Излияния эти появляются в южной части горной системы и распространяются отсюда на Тибет и еще дальше к югу.

Нань-шань состоит из целой серии параллельных хребтов, имеющих юго-западное направление — горы Рихтгофена, Александра III, Гумбольдта, Роттера, Южнокукунорские, Шишан и др. Как и в Куень-луне, здесь можно констатировать следы как додевонской, так и герцинской складчатости. В отличие от горных

систем, расположенных далее к западу, в Нань-шане уже весьма резко проявляются мезозойские складкообразовательные движения. Континентальные мезозойские отложения (ангарские слои) оказались сложенными в достаточно сильно сжатые складки. В некоторых районах на месте ранее бывших здесь широких бассейнов, в которых отлагались эти породы, возникли, как указывает Лейхс, горные цепи, целиком состоящие из сложенных в складки ангарских слоев. Например в горах Александра III главный хребет и весь его южный склон состоят уже из юрских пород (фиг. 85). Несогласие между юрскими и нижнемеловыми породами доказывает, что складчатость в основном принадлежит к верхнекиммерийской фазе. Таким образом в системе Куень-луня можно убедиться, что по мере движения с запада на восток на герцинскую складчатость все сильнее и сильнее начинает накладываться мезозойская.

По окраинам Ордоса киммерийская складчатость выражена уже весьма энергично, и здесь юрские отложения участвуют в мощных надвигах, которые надвигаются на этот древний массив с запада и севера. Здесь уже трудно решить, находимся ли мы еще в области герцинской складчатости или уже вступили в район тихоокеанской мезозойской складчатой полосы.

Параллельно Нань-шаню, с юго-запада, отделяясь от него Цайдамской впадиной, располагается горная система Арка-таг, относительно геологического строения которой имеется еще очень мало сведений. Она ответвляется от Куень-луня около 88° в. д. и, направляясь на юго-восток, уходит к верховьям р. Хуан-хе.

Между Куень-лунем и Арка-тагом на севере и Гималайской горной системой на юге располагается возвышенная область Тибета. Поскольку можно судить по очень немногочисленным имеющимся исследованиям, Тибет не представляет плоскогорья, как это полагали раньше, но несет многочисленные низкие гряды, представляющие остатки некогда бывших здесь могучих горных цепей. На западе гряды эти не многочисленны, но по мере движения на восток число их увеличивается. На большей части своего протяжения гряды имеют почти широтное направление, но в восточном Тибете они заворачивают на юго-восток, направляясь в область Бирманского узла.

В строении гряд участвуют палеозойские породы, о возрасте и составе которых известно еще очень мало. Перекрываются они несогласно юрскими и меловыми отложениями, которые обнаруживают лишь очень малую складчатость и часто являются даже вовсе не дислоцированными.

Заканчивая на этом обзор герцинских складчатых сооружений центральной Азии, следует отметить, что крайне малая изученность этой области не позволяет решить вопрос о возможности выделения в средних частях ее полосы более древней складчатости, которую можно было бы рассматривать как продолжение северного Тянь-шаня и Центрально-Казахстанского палеозойского массива.

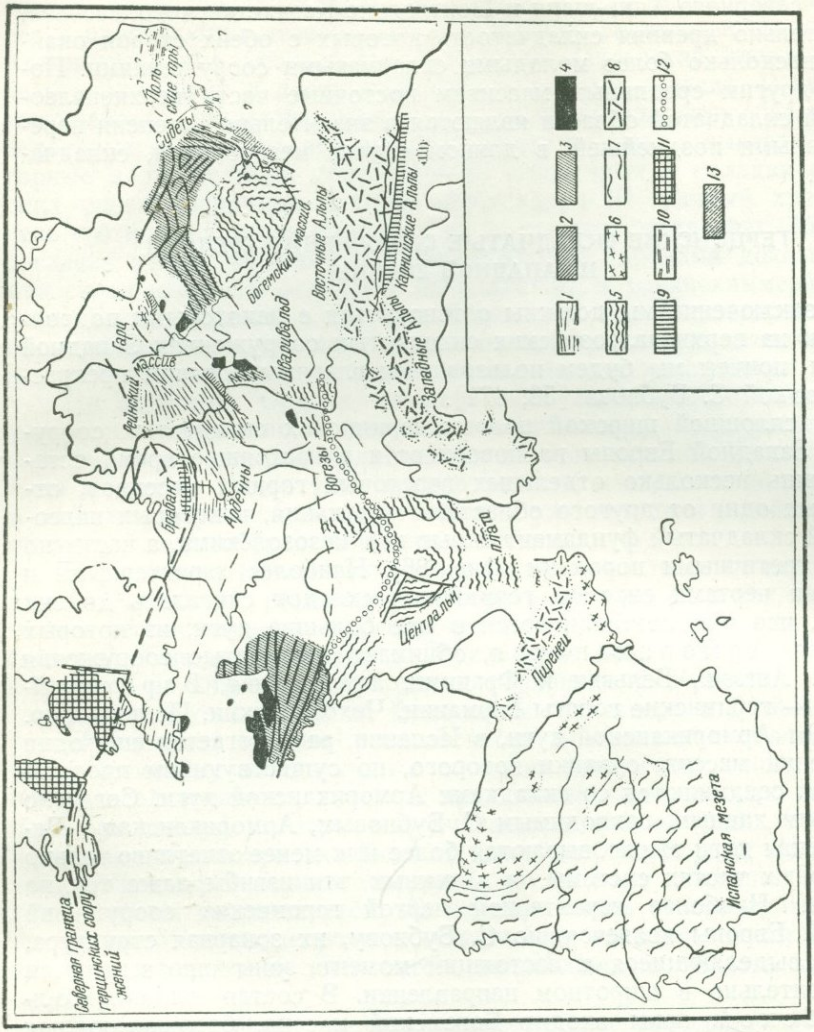
Следует отметить, что по мере движения на восток как севернее, так и южнее области верхнепалеозойских дислокаций все яснее обособляются полосы мезозойской складчатости. Здесь палеозойские складчатые сооружения до известной степени являются ана-

логами северного Тянь-шаня и Центрально-Казахстанского массива, относительно древняя складчатость которых с обеих сторон окаймлена несколько более молодыми складчатыми сооружениями. Подобно другим срединным массивам восточные части верхнепалеозойской складчатой области являются в значительной степени переработанными позднейшей, в данном случае мезозойской, складчатостью.

ГЕРЦИНСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ СООРУЖЕНИЯ СРЕДНЕЙ И ЗАПАДНОЙ ЕВРОПЫ

В заключение мы должны остановиться с некоторыми подробностями на верхнепалеозойских складчатых сооружениях Западной Европы, причем мы будем пользоваться главным образом прекрасной сводкой С. Бубнова [58, 471].

От сплошной широкой полосы герцинских складчатых сооружений Западной Европы на поверхности в настоящее время осталось лишь несколько отдельных горстовых горных массивов, отделенных один от другого областями опускания, в которых палеозойский складчатый фундамент скрыт под мезозойскими, а частично и под третичными породами (фиг. 86). Наиболее характерными и важными чертами системы герцинских складок считалось до сих пор то, что они комбинируются в две большие дуги, из которых западная, Арморикан ская, обнимает складчатые сооружения Южной Англии, Бельгии и Франции, а восточная, Варисцийская, — герцинские горсты Германии, Чехословакии, Польши и др. К югу от Арморикан ской дуги, в Испании, располагается еще один герцинский массив, складки которого, по существующим представлениям, соединяются со складками Арморикан ской дуги. Согласно новейшим данным, приводимым С. Бубновым, Арморикан ская и Варисцийская дуги вырисовываются более или менее отчетливо только в северных частях системы, а в южных эти изгибы даже трудно уловить. Наиболее характерной чертой герцинских сооружений Средней Европы является, по С. Бубнову, их зонарная структура, причем выделяющиеся в настоящий момент зоны протягиваются приблизительно в широтном направлении. В состав южной, молданубской, зоны входят Богемский массив, большая южная часть Шварцвальда и Вогезов и Центрального плато Франции. Характерной особенностью этой зоны является развитие гнейсов, местами, особенно в Центральном плато и Богемии, сопровождаемых слюдяными сланцами. Все имеющиеся факты заставляют считать, что метаморфизм, обусловивший создание гнейсов, относится еще к докембрийскому времени. Между древним палеозоем и докембрием существует резко выраженное несогласие, тогда как ясных следов каледонского несогласия не имеется. Из всего этого вытекает, что основная дислокация в пределах молданубской зоны относится к последним векам докембрийского времени и что это докембрийское сооружение не было захвачено настоящей каледонской складчатостью; в эпоху последней здесь имело место только образование обширных синклинальных и антиклинальных изгибов. Герцинскую складчатость нормального типа здесь также установить не



Фиг. 86. Герцинские сооружения Средней и Западной Европы, по Беккеру [567].

1—северная осадочная зона; *2*—филлиты; *3*—арморикапская и саксо-тюрингская зоны; *4*—кристаллические зоны северной Бретани и Спессарта; *5*—молданубская центрально-французская зона; *6*—испанская осадочная зона; *7*—испанская кристаллическая зона; *8*—остатки герцинских сооружений, переработанные альпийской складчатостью; *9*—южная осадочная зона; *10*—восточный ствол; *11*—каледонские сооружения; *12*—кульмовая мульда Ансени — южный Шварцвальд; *13*—массив Брюнна.

удается, «чему, — говорит Бубнов, — нельзя удивляться, принимая во внимание малую мощность палеозойских пород. Но даже там, где палеозойская серия полнее, как в баррандовом комплексе, преобладающей является не нормальная складчатость, а двустороннее образование чешуй в крупных мульдах, связанное с брахиантиклинальной складчатостью по оси. Для гнейсовых массивов характерна тектоника горизонтальных глыбовых перемещений, т. е. надвиги гнейсовых глыб друг на друга с диафторезом и милонитизацией зон движения и поперечные передвижки».

Весьма характерны магматические породы молданубской зоны. Обычные для эпохи опусканий основные и средние эффузивные породы верхнепалеозойского возраста здесь отсутствуют. Среди интрузий «преобладает кислый тип, отчасти даже крайние члены кислого типа, часто при исключительной бедности известью. Преобла-

дание калия выражено часто, хотя и не всегда. Господствующими являются по большей части граниты с предшествующими сиенитовыми породами».

Севернее Молданубской зоны располагается саксо-тюрингская зона, в состав которой входят Судеты, Рудные горы, Тюрингский лес, Спессарт, Оденвальд, северные участки Шварцвальда и Вогезов, северо-западные участки Центрального плато и юг Бретани. Характерные для предыдущей зоны гнейсы здесь встречаются только небольшими участками. Резко выраженного несогласия на границе докембрийских и древнепалеозойских пород не наблюдается, но зато весьма отчетливо проявляются следы каледонских складко- и горообразовательных движений. С. Бубнов склонен считать каледонскую складчатость основной для саксо-тюрингской зоны и думает, что герцинская была здесь много слабее; однако по Коссмату основной для западных Судет является складчатость верхнепалеозойского времени. Весьма резко выражены в пределах рассматриваемой зоны также поперечные сдвиги. «Горообразование саксо-тюрингской зоны происходит в очень неоднородной области; поэтому элемент поперечных сдвигов выражен здесь, кажется, еще яснее, чем в молданубском комплексе; вся зона разложена на брусообразные глыбы, связь которых с ранее затвердевшими массивами, надвиговыми зонами и центрами интрузий совершенно ясна. Часть этих поперечных сдвигов является непосредственным продолжением сдвигов молданубской зоны».

«Магматический характер этой зоны также своеобразный...; он начинается верхнедевонскими диабазами, а позднее в нем проявляется местами все разнообразие гранодиоритовой группы пород, в которой значительно повышается содержание извести по сравнению с молданубским комплексом».

В состав третьей, рено-герцинской зоны входят Польские срединные горы, Гарц, Рейнский палеозойский массив вместе с Арденнами, б льшая часть Бретани и юг Англии. На границе докембрия и древнего палеозоя в Бретани имеется ясное несогласие, но в других местах характер этой границы остается неясным. Каледонская складчатость местами выражена была очень резко, но местами, повидимому, отсутствовала. Складчатость герцинского времени очень интенсивная и переходит в покровную структуру; часто наблюдается изоклинальная структура. К северу как складчатость, так и метаморфизм резко уменьшаются, и мы вступаем здесь в область герцинского форланда.

Из проявлений вулканизма для рено-герцинской зоны весьма характерными являются обильные излияния среднедевонского и нижнекаменноугольного времени. Интрузивные породы в германской части зоны встречаются редко, но в Бретани и Корнуеле граниты пользуются широким распространением.

Подводя итоги своему анализу герцинских сооружений Средней Европы, С. Бубнов говорит следующее:

«Произведенный анализ показывает, что предложенное Коссматом деление на три зоны вполне обосновано и может вести к реконструкции всего горного сооружения, возникшего в каменноугольный период».

«Молданубский комплекс образует центральный остов Средней Европы, первоначально продолжавшийся до Подолии. Его структура возникла в докембрийское время; позднейшая тектоника основана на краевых надвигах, образовании трещин и гранитизации».

«Саксо-тюрингскую зону я определяю, правда, несколько иначе, чем Коссмат; я считаю, что она в основном представляет окраину массива, подвергшуюся складчатости уже в каледонское время; каменноугольная тектоника его относительно слаба и целиком зависит от древних центров консолидации».

«Рено-герцинская зона представляет, наконец, настоящую геосинклиналь с альпийским типом горообразования».

К северу от рено-герцинской зоны располагается форланд герцинских горных сооружений, о структуре которого мы уже говорили ранее.

В южной Европе к сооружениям герцинского возраста относится бо́льшая часть Пиренейского полуострова. Не входя в подробности, мы отметим только те факты, которые могут представлять интерес для дальнейшего изложения.

Простирание герцинских складок в юго-западных и средних частях полуострова северо-западное; в северо-восточной части его они поворачивают прям[illegible] на север, причем полагают, что первоначально складки [illegible]громную дугу, соединялись со складками Бретани. [illegible] Бискайского побережья складки резко изг[illegible] и поворачивая в обратном направлении [illegible]кладчатой области Пиренейского полу[illegible]-западных частях последнего, располага[illegible]вних докембрийских и частично, быть [illegible]ых сооружений.

[illegible]сти испанской Мезеты относится, по[illegible] и верхнего карбона. Кроме того, [illegible]каледонской складчатости. Верхне[illegible]жения Пиренейского полуострова [illegible]мезозойского и кайнозойского ди-

ГЛАВА III

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ОБЛАСТИ МЕЗОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

В очень недавнем прошлом у нас не было принято выделять особую область мезозойской складчатости, но в настоящий момент необходимость этого начинает ощущаться все больше. Под мезозойской складчатостью мы разумеем здесь совокупность складкообразующих движений мезозойской эры, из которых наибольшее значение имели движения, происходившие в промежутке между триасовым и юрским периодами (древнекиммерийская фаза), во второй половине или в конце юрского периода (новокиммерийская складчатость), во второй половине нижнего мела, в середине верхнемелового времени, на границе между туроном и сантоном и, наконец, на границе мелового и третичного периодов (ларамийская складчатость). Мы уже видели, что киммерийская, а южнее и более поздняя мезозойская складчатость проявились и в пределах Восточноевропейской плиты, и в Урало-Сибирской палеозойской складчатой области и, наконец, на Сибирской платформе. Оставляя в стороне слабые проявления ее, мы будем сейчас говорить лишь о тех областях, в которых она имеет большое самостоятельное значение как последнее интенсивное проявление складкообразующих процессов.

К таким областям в Европейской части СССР принадлежат Крымские горы и, кроме того, к мезозойским тектоническим сооружениям нередко относят Донецкий бассейн, в пределах которого ларамийская складчатость была относительно очень интенсивной. В Азиатской части Союза к мезозойским образованиям относятся, во-первых, складчатые сооружения полуострова Мангышлак и восточного побережья залива Кара-Богаз-Гол на восточном побережьи Каспийского моря, а во-вторых, обширная складчатая Верхоянско-Колымская и Чукотская страна на крайнем северо-востоке Азиатского материка, Восточное Забайкалье и Приморье.

МАНГЫШЛАКСКИЕ ГОРЫ И ТУАР-КЫР

По предложению А. П. Карпинского издавна принято думать, что складчатые сооружения полуострова Мангышлак на восточном берегу Каспийского моря принадлежат к одной системе со складками Донецкого бассейна. Такое предположение и в настоящее

время следует признать отвечающим фактам. Кроме того, по первоначальным представлениям А. П. Карпинского Донецко-Мангышлакская горная система служит западным продолжением системы Тянь-шаня, крайние юго-западные ветви которой доходят, как мы знаем, в хребте Султан-Уиз-даг до Аму-дарьи. Другое мнение принадлежит Вильзеру [558, 557, 556], который, связывая также Донецкую геосинклиналь с Мангышлакской, считает последнюю ответвлением Крымско-Кавказской геосинклинали. Как и где происходит соединение между той и другой, из статей и карт Вильзера понять нельзя.

Стратиграфические отношения говорят против воззрений А. П. Карпинского. Мангышлакский кряж значительно моложе Тянь-шаня и в основе состоит из сильно дислоцированных морских триасовых пород, которые совершенно чужды Тянь-шаню. Принимая во внимание расположение горных сооружений, прилегающих к Каспийскому морю, и учитывая их относительный возраст, я вместе с Вильзером думаю, что Донецко-Мангышлакская система складок возникла из геосинклинального прогиба, который ответвляется от ограничивающей Восточноевропейскую платформу с юга геосинклинали на меридиане западного окончания современного Копетдага.

К северу от западной оконечности Копет-дага в настоящее время располагается равнина, сложенная четвертичными отложениями. В 70 *км* от гор, у сухого русла р. Узбой, вновь появляются дислоцированные мезозойские породы. Опубликованные недавно наблюдения Н. П. Луппова [191, 189, 79] показывают, что здесь имеет место разветвление (виргация) складок.

Одна из развитых здесь пологих антиклиналей имеет ЗСЗ простирание, параллельное простиранию Копет-дага (Кемальская антиклиналь), а три других направлены с ЮЮВ на ССЗ. «Характерной особенностью тектоники являются большие антиклинальные вздутия с пологими крыльями и с погружением оси складки по ее простиранию в обе стороны от места наибольшего вздутия. Последнее обстоятельство придает складкам брахиантиклинальный характер, отличающийся от обычного только более крупным масштабом. Антиклинали района сходны в общих чертах с Актау-Каратауской антиклиналью Мангышлака, обозначенной Н. И. Андрусовым термином «мегантиклиналь».

«Падения слоев на крыльях очень пологие и колеблются в пределах от 2—3° до 15—20°, и лишь в редких случаях наблюдаются флексурообразные перегибы с падением до 40°» [189].

В дислокациях участвуют третичные, меловые и юрские слои. Между верхнеюрскими и нижнемеловыми образованиями наблюдается отчетливо выраженное угловое несогласие, отвечающее новокиммерийской фазе складчатости. «Современная складчатость создана по Н. П. Луппову дислокационными процессами, происходившими после отложения олигоценовых глин и до отложения гипсоносной свиты караганского горизонта. Отложения миоцена в слабой степени повторяют тектонику мезозоя и палеогена с углами падения до 2—3°, что, по всей вероятности, обусловлено слабыми постумными движениями в послесарматское время».

В осевой части одной из антиклиналей ССЗ простирания (Туаркырской) выходят породы, аналогичные нижней (пермской) части свиты Кара-тау на Мангышлаке; как и там, они энергично дислоцированы и несогласно перекрываются нижнеюрскими угленосными отложениями.

На северо-западе антиклинали скрываются под несогласно покрывающими их горизонтальными миоценовыми породами. Следуя по направлению простирания на северо-запад, мы на протяжении около 225 *км* встречаем только горизонтально лежащие слои этого возраста, а затем, приблизительно на 43°30′ с. ш., из-под них вновь появляются дислоцированные породы, которые длинной (около 350 *км*) полосой ЗСЗ простирания прослеживаются до самого берега Каспия — на полуострове Мангышлак. Все стратиграфические соотношения в Туаркырской и Мангышлакской антиклиналях тождественны, и не может быть сомнения в том, что они принадлежат к одной системе дислокаций. Очевидно, складки Туар-кыра продолжаются под покровом горизонтальных миоценовых отложений на северо-запад и, изменяя свое простирание из СЗ в ЗСЗ, переходят в складки Мангышлакских горных кряжей. Строение последних нам известно главным образом благодаря работам Н. И. Андрусова и др. [8, 9].

На полуострове Мангышлак развита весьма мощная серия мезозойских и кайнозойских отложений — триас, юра, мел, палеоген, неоген; самые нижние горизонты серии могут относиться даже к пермским образованиям.

Дислокация Мангышлака представляет в общем громадную сложную антиклиналь, до 30 *км* шириной, обозначаемую Н. И. Андрусовым термином мегантиклинали. «Самая мегантиклиналь [9] состоит из значительной толщи мезозойских пластов — от нижних горизонтов юры до верхнего мела включительно; в ядре же ее под юрой, покрываясь последней несогласно, залегают более древние каратауские отложения, выступающие там, где мезозойская оболочка их размыта, в виде горных возвышенностей — Каратаучика, Западного Кара-тау и Восточного Кара-тау». Вся серия так называемых *каратауских пород*, относящихся к триасу и перми, весьма сильно дислоцирована. На северном склоне Западного и Восточного Кара-тау можно наблюдать явственные антиклинальные складки небольшой амплитуды; на южных же склонах наблюдается преимущественно моноклинальное падение, представляющее, вероятно, результат целого ряда опрокинутых одна на другую изоклинальных складок. «Простирание каратауской складчатости не вполне совпадает с топографическим простиранием. В то время как простирание кряжей приблизительно с ЗСЗ на ВЮВ, простирание пластов и складок отклоняется более к северу». По другим данным тектоника каратауских отложений характеризуется двумя антиклинальными складками почти широтного простирания, осложненными крупными сбросами с амплитудой до 500 *м* и поперечными сдвигами с горизонтальными перемещениями до 300 *м*. К северу и к югу от Кара-тау располагаются параллельные ему пониженные полосы или долины, сложенные юрскими и нижнемеловыми породами, за которыми следуют состоящие из верхне-

меловых отложений возвышенные гряды, известные под названием Северного и Южного Ак-тау; гряды эти представляют крылья мегантиклинали, и слои в них падают от Кара-тау соответственно на юг и на север. В долине между Кара-тау и южным Ак-тау «пласты моноклинально падают к юго-западу, сначала довольно полого, затем, под южным Ак-тау, более круто; далее к югу мел снова выпрямляется. У М. М. Васильевского имеются указания, что у восточного конца Западного Кара-тау и вдоль южного края Восточного пласты тоже круто приподнимаются и даже становятся на голову. Таким образом получается намек на существование второй флексуры у края Кара-тау». «Точно так же две подобные флексуры можно наблюдать и в северной долине» между Восточным Кара-тау и Северным Ак-тау.

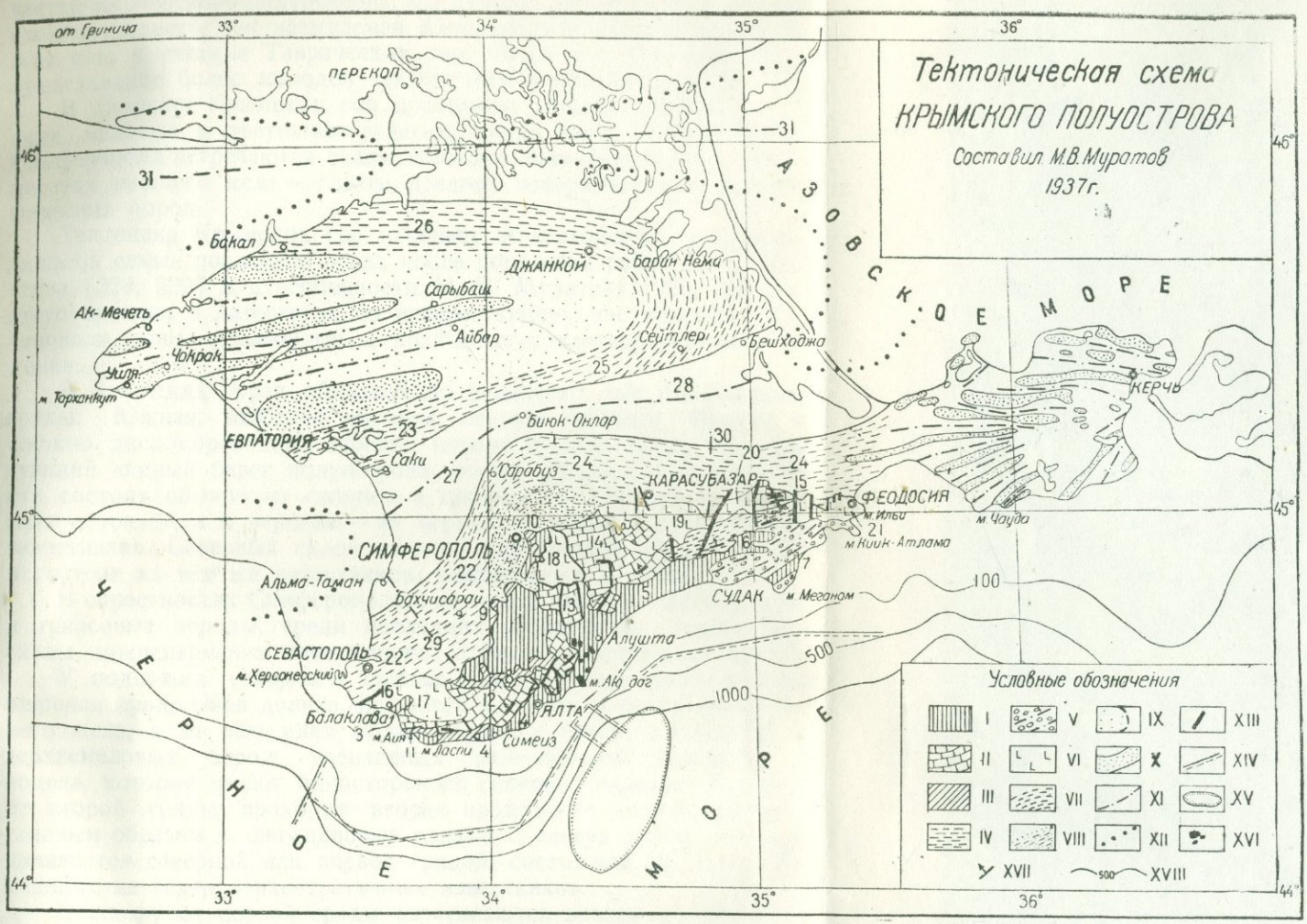
«Южный Ак-тау сопровождается с юга широкой и плоской синклиналью палеогеновых пластов, отделяющих южный Ак-тау от другой мезозойской мегантиклинали, тянущейся от колодца Бурлю — через Беке в окрестностях Баш-кудука. На дне этой мегантиклинали не выходят нигде каратауские пласты, а главным образом нижний мел и лишь изредка юра». В 25 *км* к северу от Северного Ак-тау на полуострове Бузачи также найдена пологая антиклиналь белого мела, что доказывает большую ширину Мангышлакской зоны складчатости.

Горообразовательные движения в области Мангышлакских кряжей происходили неоднократно. Наиболее резкое несогласие существует здесь между триасовыми и юрскими породами, так как нижнеюрские континентальные отложения покоятся на срезанных крутых складках триасовых сланцев и известняков. Следующее значительное несогласие имеет место на границе юрских и нижнемеловых отложений, где разница в углах падения доходит до 15°; заметное несогласие наблюдается, наконец, между верхним мелом и палеогеном (до 6°). Миоцен залегает на нижнетретичных отложениях трансгрессивно, но без заметного углового несогласия. Из всех этих несогласий с настоящей резкой складчатостью геосинклинального типа связано лишь первое, между триасом и нижней юрой, соответствующее древнекиммерийской фазе горообразовательных движений; остальные относятся к формированию тех широких и пологих антиклинальных изгибов, какие представляют Кара-тау — ак-тауская мегантиклиналь в ее целом и параллельные ей Беке-Башкудукская антиклиналь на юге и антиклиналь на полуострове Бузачи на севере.

КРЫМСКИЕ (ТАВРИЧЕСКИЕ) ГОРЫ И ДИСЛОКАЦИИ СТЕПНОГО КРЫМА

Крымские горы составляют с Кавказом единую систему складок, которая на западе переходит согласно справедливому, повидимому, предположению М. В. Муратова, в складчатые сооружения Балкан. На Кавказе и на Балканах процесс образования складок продолжался до третичного времени, но в Крыму окончился еще в мезозое; только поэтому мы рассматриваем Крымские горы отдельно от Кавказа.

Крымские или Таврические горы занимают южную часть Крымского полуострова от Балаклавы или мыса Фиолент до Феодосии.



Фиг. 87. Тектоническая схема Крыма, по М. В. Муратову [230].

I — сложно дислоцированные антиклинальные поднятия — «ядра» Крымских гор, образованные таврическими сланцами и средней юрой. *1—7* — различные антиклинальные ядра этого типа.

Измененные синклинальные структуры, сложенные средней и верхней юрой: *II*—складчато-сбросовые яйлинские известняковые массивы верхней юры; *12—15* — отдельные тектонические элементы этого типа; *III* — складчатые и моноклинальные участки средней юры, облекающие антиклинальные поднятия юго-западной части Крыма; *8—11*—отдельные тектонические элементы этого типа; *IV* — область верхнеюрского флиша; *V* — складчатый район северо-восточного простирания в восточном Крыму (Судакско-Карадагский); *VI* — районы Главной гряды, захваченные нижнемеловыми опусканиями; *16 — 21* — отдельные тектонические элементы этого типа.

Структурные элементы степной части Крыма:

VII — крылья впадин; *22—26* — отдельные элементы этого типа; *VIII* — край Симферопольской седловины (подземный выступ); *IX* — область Тарханкутского вала и его приблизительные границы; *X* — антиклинальные зоны Тарханкутского вала и Керченского полуострова; *XI* — оси впадин и синклиналей; *XII* — границы области вероятного наибольшего погружения впадин; *XIII* — главнейшие сбросы и сдвиги; *XIV*— вероятное расположение сбросов на дне Черного моря; *XV* — эпицентральная область большинства крымских землетрясений; *XVI* — главнейшие интрузивные массивы; *XVII* — преобладающие направления падения; *XVIII* — изобаты дна Черного моря.

К западу от первого и востоку от второй мезозойские породы, слагающие Крымский хребет, обрезаны морем; уничтожена последним и южная часть гор. Учитывая особенности тектоники различных частей Керченского полуострова, мы думаем, что юго-западный участок последнего, так называемая Юго-западная равнина, принадлежит еще к системе Таврических гор, тогда как остальная часть представляет более молодое тектоническое образование [29, 18].

В строении Крымских гор принимают участие триасовые, юрские, меловые и третичные породы; кроме того, в окрестностях Симферополя встречаются скалы пермских известняков, а в конгломератах нижнего мела — глыбы древних изверженных и метаморфических пород.

Тектоника Крымских гор начинает по-настоящему выясняться лишь за самые последние годы, после появления работ А. С. Моисеева [224, 222] и в особенности М. В. Муратова [230, 231]; до этого времени в литературе по интересующему нас вопросу существовали лишь отрывочные и крайне неудовлетворительные сведения.

В Крымских горах обыкновенно различают три параллельные гряды. Южная, наиболее высокая, состоит главным образом из сложно дислоцированных юрских пород; южный склон ее, образующий южный берег полуострова, очень крутой и в нижней части состоит обычно из сланцев и песчаников средней и нижней юры и триаса, а в верхней — из огромных обрывов верхнеюрских известняков. Северный склон главной или третьей гряды пологий и состоит из тех же известняков, наклоненных к северу.

В окрестностях Симферополя, где также выходят нижнеюрские и триасовые породы, среди последних обнаружены, кроме того, скалы нижнепермских известняков; условия залегания их неясны.

У подножия северного склона Главной гряды располагается широкая продольная долина, прорытая в глинах и песчаниках нижнего мела, а за нею идет вторая, средняя гряда, сложенная из верхнемеловых пород, увенчанных известняками палеоцена и эоцена, которые имеют одностороннее северное падение. К северу от второй гряды проходит вторая продольная долина, вырытая главным образом в олигоценовых глинах. С севера долина эта ограничивается северной или первой грядой, состоящей из полого падающих на север верхнетретичных известняков.

К северу от первой гряды расстилаются равнинные пространства Крымских степей, в недрах которых, повидимому, также скрываются сложно построенные, более древние складчатые сооружения. В изложении тектоники Крыма мы будем основываться на работе М. В. Муратова.

«В горном Крыму можно выделить три группы или типа структурных единиц (фиг. 87)».

«I. Сложные антиклинальные ядра, образованные таврическими сланцами и средней юрой, расположенные в виде двух зон поднятий северо-восточного простирания.

«II. В значительной степени измененные, но в общем синклинальные структуры, разделяющие антиклинальные зоны и сложенные средне- и верхнеюрскими породами.

«III. Поперечные общему простиранию, разбитые сбросами участки ранее возникших структур, захваченные опусканиями в нижнемеловое время и выполненные нижнемеловыми отложениями».

Антиклинальные ядра горного Крыма состоят из триасовых и нижнеюрских сланцев (Таврическая формация) и среднеюрских пород, которые чрезвычайно сильно дислоцированы и образуют «сложные мелкие складки, сильно сжатые, нередко лежачие, часто беспорядочно нагроможденные одна на другую. Складки редко имеют более или менее правильный характер; обычно их крылья осложнены многочисленными более мелкими складочками, надвигами и смещениями, которые все вместе создают картину удивительно разнообразных тектонических форм» (фиг. 88 и 89).

Между таврической формацией и среднеюрскими породами местами существует весьма отчетливо выраженное несогласие. Синклинальные участки, разделяющие описанные антиклинальные ядра, слагаются в основном мощными толщами верхнеюрских известняков, которые в восточном Крыму сменяются породами флишевой фации. В отличие от пород, слагающих антиклинальные ядра, породы синклинальных прогибов дислоцированы сравнительно спокойно и обычно образуют лишь пологие складки, нередко брахиантиклинального типа, осложненные многочисленными сбросами и сдвигами. Часто известковые массивы являются сорванными со своего основания и передвинутыми по поверхности лежащих под ними пород.

В восточных частях гор, в районе Судака и Кара-дага, где известняки замещаются глинистыми и песчаными породами с прослоями конгломератов, характер тектоники верхнеюрских пород несколько изменяется. Они образуют здесь несколько складок северо-восточного простирания, осложненных многочисленными дизъюнктивными дислокациями. С севера к этим складкам примыкает полоса глинистого флиша, в которой породы имеют одностороннее северное падение, осложненное только мелкими складками.

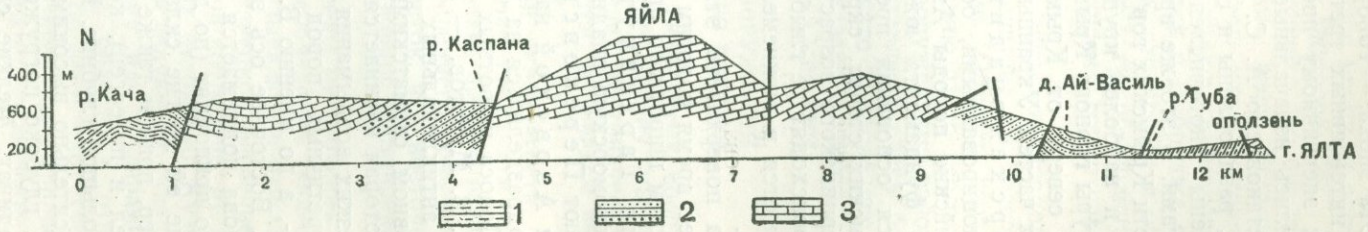
Образование описанной складчатой структуры произошло в несколько приемов. Первые незначительные движения относятся А. С. Моисеевым еще к границе триаса и юры. Позднее, к началу средней юры, началось, повидимому, заложение наиболее крупных складчатых форм, а в начале верхней юры, в келловее, основные антиклинали и синклинали уже окончательно оформились. Возникновение складчатости верхнеюрских пород частично относится к кимериджу, но в основном оно совершилось в верхнетитонское время.

В начале нижнемелового времени в образовавшейся описанным способом складчатой горной системе произошли местные опускания, сопровождавшиеся образованием сбросов. В возникшие таким образом понижения вторглось нижнемеловое море, отложившее здесь разнообразные и местами очень мощные осадки, которые впоследствии были частью сложены в складки с надвиганием на них краевых юрских массивов и разбиты сбросами, частью же испытали односторонний наклон. Не останавливаясь на ряде движений верхнемелового и нижнетретичного времени, отметим, что довольно интенсивные дислокации имели место в нижнем миоцене.



Фиг. 88. Разрез через Крымские горы от долины Черной речки до залива Ласпи, по Моисееву [222].

1 — нижняя юра и триас; *2* — келловей и средняя юра (песчаники, глины и глинистые сланцы); *3* — верхняя юра (известняки, мергели); *4* — нижний мел (глины, песчаники); *5* — нижний мел (конгломераты, песчаники); *6* — верхний мел.



Фиг. 89. Разрез через Крымские горы от р. Качи до Ялты, по Моисееву.

1 — нижняя юра и триас; *2* — средняя юра; *3* — верхняя юра.

«Эта эпоха, — говорит М. В. Муратов, — была временем наиболее интенсивных третичных дислокаций горного Крыма, приведших к энергичному преобразованию древних структур. При этом изменились изначальные взаимоотношения отдельных массивов, и как установлено А. С. Моисеевым и Д. В. Соколовым, они были смяты, раздроблены и смещены с мест первоначального залегания, рассечены многочисленными сбросами и сдвигами и осложнены надвигами. В это же время сформировались сдвиги восточной оконечности Крымских гор и связанные с ними складки. Тогда же возникли и наиболее крупные разломы, сдвиги и сбросы, секущие структуры горного Крыма, а местами и крылья впадин (Азовской)».

К северу от Крымских гор, в пределах степного Крыма и южных частей Украины, располагается так называемая Причерноморская впадина. В северном крыле ее под нормальными, недислоцированными, осадочными породами должны залегать докембрийские породы Азовско-Подольского щита; строение складчатого фундамента южного крыла впадины нам неизвестно, но имеются основания предполагать, что в недрах впадины здесь, в крымских степях, скрыты складчатые сооружения каледонского или герцинского возраста. По всей вероятности, из этих сооружений происходят те глыбы древних кристаллических пород, которые встречаются в нижнемеловых конгломератах окрестностей Карасубазара.

На поверхности эти древние дислокации сказываются в настоящее время пологим широким и довольно сложно построенным поднятием широтного простирания, получившим от М. В. Муратова название Тарханкутского вала. Вал этот подразделяет Причерноморскую впадину на две вторичные, из которых северную называют Перекопской, а южную — Альминской на западе и Азовской на востоке, так как она поперечным перегибом подразделяется на две части.

«Полоса широтных дислокаций Тарханкутского вала, — говорит М. В. Муратов, — представляет систему из четырех очень пологих антиклинальных зон, вытянутых широтно и образованных в основном сарматскими отложениями. На оси самой крупной из них, которая начинается близ Тарханкутского мыса, наблюдаются два резких воздымания — близ д. Уйля и Чокрак, где в ядрах из-под третичных пород (сармата и средиземноморских) выходят верхне-, а по мнению В. В. Меннера, также и нижнемеловые отложения. Восточнее ось этой складки несколько погружается, а затем снова поднимается в районе д. Сарыбаш; здесь мел не обнажен, но приподнят (по данным скважин) выше уровня моря. Параллельные ей другие складки имеют значительно более спокойный характер, причем также заключают в ядрах древние породы (верхний мел и палеоген), которые в них прощупываются скважинами на небольшой глубине. В целом вся система складок здесь связана с относительно высоким поднятием меловых и палеогеновых отложений, глубоко погруженных к югу и северу от этих дислокаций во впадинах. Мелкие складки неогена лишь осложняют строение общего широкого поднятия, которое легче всего сравнить с пологим, постепенно погружающимся к востоку валом».

На юго-западе, между Балаклавой и Севастополем, Крымские горы, как уже было сказано выше, обрезаются морем, и естественного окончания их мы не знаем. По мнению Вильзера [557], Таврический хребет затухал невдалеке от современного его окончания и не продолжался на западный берег Черного моря. Большинство геологов, однако, думает иначе и считает, что продолжением Крымских гор является горный кряж Добруджи, расположенный к югу от дельты Дуная. Простирание складок в Добрудже северо-западное, поэтому приходится предполагать, что хребет в области, занятой теперь Черным морем, образовывал дугу, обращенную выпуклостью на юг. Продолжение Добруджинских гор к северо-западу уходит под Карпаты.

Иначе подходит к решению вопроса о западном продолжении Крымских гор М. В. Муратов, который считает наиболее вероятным, что они были связаны с Балканами. Область герцинских складчатых сооружений Добруджи, по мнению этого геолога, связывается с гипотетическими герцинскими сооружениями района Тарханкутского вала. Эти соображения представляют очень большой интерес, так как они по-иному, чем это принято за последнее время, решают вопрос о положении Главного Кавказского хребта в общей системе сооружений Альпийской складчатой системы.

МЕЗОЗОЙСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ СООРУЖЕНИЯ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Прежде чем перейти к рассмотрению складчатых сооружений той части Азии, которая прилегает к Тихому океану, мы должны напомнить в нескольких словах о тех следах тектонических движений мезозойской эры, которые имеются в Урало-Сибирской складчатой системе и в системе Тянь-шаня.

Следы этих движений в виде пологой складчатости, как мы видели выше, имеются и на восточном склоне Урала, и в палеозойском массиве Центрального Казахстана и очень широко распространены в системе Тянь-шаня. В пределах последнего роль их постепенно возрастает по мере движения на восток, и в восточных частях Китая герцинские складчатые сооружения постепенно замещаются мезозойскими.

Особенно следует подчеркнуть, что следы мезозойских движений распространяются и в пределы преобладания каледонских структур, где герцинская складчатость сказывалась в относительно слабой степени. Это отчетливо видно в Кузнецком бассейне и, вероятно, имеет также место и в Минусинской котловине. М. А. Усов относит первую складчатость продуктивных отложений Кузнецкого бассейна к древнекиммерийской фазе, а последующая складчатость может принадлежать к новокиммерийскому или к ларамийскому времени. Таким образом рассматриваемые области в отношении формирования складчатости имеют очень большое сходство с Донецким бассейном. Особенно большой интерес представляет Кузнецкий бассейн, так как в его пределах верхнепалеозойские и триасовые породы пластуются согласно и в тектоническом отношении представляют единое целое; следующий тектонический комплекс

начинается только с юрских пород, а не с перми или триаса, как это имеет место в Европе.

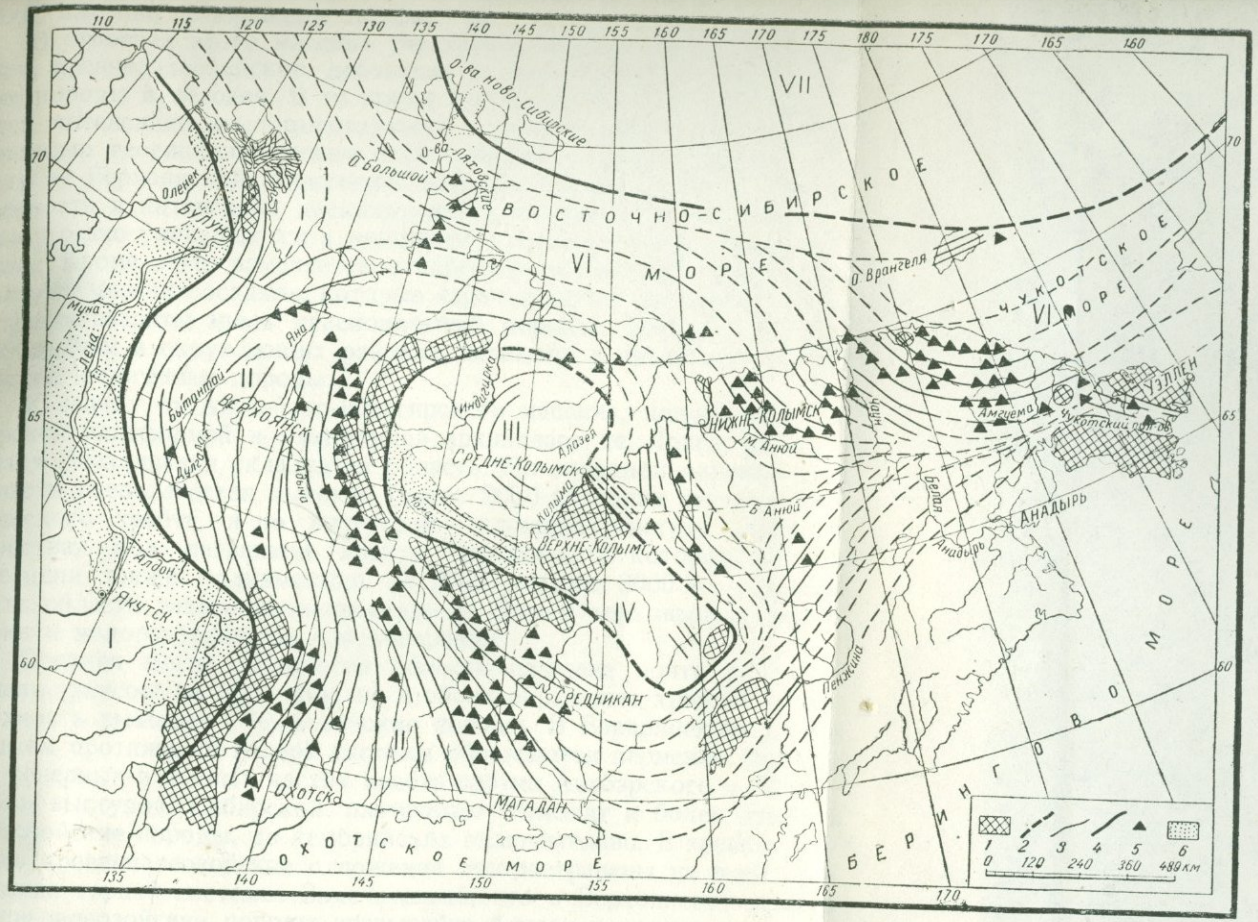
Продвигаясь далее на восток, мы находим отчетливые следы киммерийской складчатости в Монголии, где она заметно переработала верхнепалеозойский складчатый фундамент; к сожалению, для этой области представляется неясным, в какую эпоху имели место горообразовательные движения, нарушившие верхний палеозой: в перми, как это обычно предполагается, или же в конце триаса, как это имеет место в Кузнецком бассейне. Наконец, с переходом в Восточное Забайкалье мы вступаем в область, где верхнепалеозойские структуры подверглись глубокой, коренной переработке и где мезозойская складчатость получает вполне самостоятельное значение, заполняя весьма широкую полосу Азиатского материка, прилегающую к Тихому океану. Рассмотрение этой полосы мы начнем с севера, где она имеет наибольшую ширину.

Верхоянско-Колымская и Чукотская складчатые области

На крайнем северо-востоке Азии между Сибирской докембрийской платформой с запада, платформой островов де Лонга с севера и Камчатско-Коряцкой полосой третичной складчатости располагается обширная и сложно построенная складчатая страна, структура которой в основном сложилась в нижнемеловое время. В состав этой системы входят так называемая Верхоянско-Колымская складчатая область и тесно связанные с ней складчатые горные сооружения Чукотского полуострова.

В принятой сейчас схеме строения Верхоянско-Колымского тектонического комплекса чрезвычайно важную роль играет так называемая Колымская платформа или древняя Алазейско-Юкагирская глыба, которая определяет расположение мезозойских складок. На существование этой глыбы указано было впервые Н. С. Шатским [30], а значительно подробнее понятие Колымской платформы разработано было С. В. Обручевым [287], согласно представлениям которого Колымская платформа охватывает весьма большой район. «Наиболее древняя, докембрийская, часть ее, — говорит С. В. Обручев, — захватывает бассейн Индигирки к востоку и северу от хребта Черского и левый берег Колымы к северу от Верхнеколымска (низменности Индигирскую и Колымскую и лежащее между ними Алазейское плоскогорье). Позднее платформа расширилась на юго-восток, к ней присоединились складки докембрия и нижнего палеозоя, окаймлявшие ее с юго-востока, а в мезозое в ее состав вошло целиком Юкагирское плоскогорье. Платформа простирается на север, вероятно, в пределах континентальной террасы; Новосибирские острова являются ее обломками».

Впоследствии было обнаружено, что в северных частях указанной С. В. Обручевым области мезозойские породы являются интенсивно дислоцированными, и потому П. Н. Кропоткин, одно время совершенно отрицавший существование платформы [165], и Н. П. Херасков уменьшили размер Юкагирско-Алазейской глыбы, отнеся к ней область среднего течения рр. Индигирки и Колымы и соответственный участок междуречья [34]. В последней статье



Фиг. 90. Схема тектонических элементов северо-восточной Азии, возникших в результате тихоокеанского цикла диастрофизма (пермь, нижний мел), по С. В. Обручеву [281].

1 — площади с поверхностным залеганием докембрия и палеозоя (кончая нижним карбоном); *2* — пермские складки (без позднейших); *3* — киммерийские складки; *4* — границы платформ; *5* — зоны кислых интрузий; *6* — фронтальные впадины. *I* — Сибирская платформа; *II* — Верхоянский складчатый комплекс (Верхоянская оросинклиналь С. В. Обручева); *III* — Колымская платформа; *IV* — Юкагирская платформа; *V* — поперечная оросинклиналь; *VI* — Чукотская оросинклиналь; *VII* — Гиперборейская платформа.

С. В. Обручева [281] очертания платформы принимаются в том виде, как они изображены на фиг. 90.

В строении этого массива участвуют, повидимому, докембрийские, древнепалеозойские, девонские и, повидимому, каменноугольные породы и мезозой. В то время как палеозойские породы являются интенсивно дислоцированными и представлены нормальными мощными геосинклинальными образованиями, триасовые при переходе из Верхоянской складчатой области, где они имеют большую мощность и интенсивно дислоцированы, на Алазейско-Юкагирскую глыбу резко уменьшаются в мощности и приобретают пологое залегание. Кроме того, изменяется и характер отложений: вместо нормальных морских осадков, которые характеризуют соседние районы, в триасе развиты здесь красноцветные породы. Значительно спокойнее, чем в окружающих районах, залегают в пределах глыбы и юрские туфогенные породы.

К западу от Алазейско-Юкагирского массива, между ним, Сибирской платформой и платформой архипелага де Лонга, располагается Верхоянская складчатая область. По западной окраине этой области располагается высокая (выше 2000 *м*) горная система Верхоянского хребта, а по восточной — сложная система хребтов, известная под названием хребта Черского, в котором отдельные цепи также поднимаются до 2500 и даже 3000 *м*. Средняя часть области занята низменностями р. Яны и верховьев р. Индигирки и водораздельными плоскогориями.

Средняя часть складчатой области сложена почти исключительно триасовыми породами, но в обоих окраинных хребтах на поверхность выходят и палеозойские породы. В Верхоянском хребте на всем протяжении горной системы обнажаются пермские породы, а в северных и южных частях хребта против Анабарского и Алданского выступов Сибирской платформы выходят и более древние палеозойские породы, до кембрийских включительно. В хребте Черского древнепалеозойские отложения распространены на всем протяжении горной системы. Замечательно, что в Верхоянском хребте древнепалеозойские породы чрзвычайно близки к соответственным образованиям платформы, из чего можно заключить, что выступы их являются участками платформы, захваченными в геосинклинальную область при разрастании последней. Древний палеозой хребта Черского имеет соответственно своему положению геосинклинальный характер.

Тектоника области достаточно сложная. Лучше других районов известен нам в настоящее время в тектоническом отношении район Верхоянского хребта и прилежащей к нему с востока пониженной области [287, 165, 401, 186, 281, 403 и др.].

По Н. П. Хераскову [401] в средних частях Верхоянской складчатой зоны, где выходы древнего палеозоя отсутствуют, «по профилю, проведенному от устья р. Вилюй примерно на г. Верхоянск, мы видим в целом мегантиклиналь с осевой полосой, сложенной верхним палеозоем, и крыльями из триаса и юры. Внутри этой мегантиклинали можно видеть 12—15 сравнительно больших антиклиналей, иногда осложненных более молодой складчатостью. Большинство антиклиналей, особенно западных, наклонено, а иногда и

опрокинуто на запад. В западном крыле западных антиклиналей наблюдаются мелкие складки и разломы, в целом слагающиеся в зону смятия с движениями на запад. За недостаточностью места мы не останавливаемся на остальных особенностях формы складок».

«На запад к Вилюйской впадине складчатость очень постепенно затухает с образованием ряда мелких брахиантиклиналей».

К северу от этого профиля восточные складки постепенно затухают, а западные дугообразно загибаются и через хребет Кулар направляются на северо-восток в обход Алазейско-Юкагирской глыбы. При этом система образует виргацию, и часть отщепившихся складок через хребет Хараулах отклоняется в обход Сибирской платформы на северо-запад и запад. Дислоцированные мезозойские породы прослеживаются здесь по побережью моря Лаптевых до Анабарской губы и Хатангского залива. Здесь полоса мезозойских складок входит в промежуток, отделяющий Сибирскую платформу от палеозойской складчатой полосы Таймыра.

К югу от описанного профиля, в широтном отрезке Верхоянского хребта, антиклинали, подойдя к Алданской глыбе, слегка отгибаются на восток и затухают; здесь направление хребта не совпадает с простиранием складчатости. Еще далее на юг, против Алданского докембрийского массива, где система Верхоянского хребта вновь приобретает меридиональное направление и состоит почти исключительно из палеозойских пород, складки в общем также имеют меридиональное простирание.

Впадина р. Яны, отделяющая систему Верхоянского хребта от системы хребта Черского, сложена триасовыми и юрскими породами, которые дислоцированы значительно более слабо, чем породы, слагающие ограничивающие впадину хребты.

Область хребта Черского и хребта Тасхаяктах изучена значительно хуже, чем Верхоянского. В значительной мере она слагается палеозойскими породами, к которым присоединяются также триасовые, юрские и нижнемеловые отложения. Дислокация этих пород весьма интенсивная, причем наряду со складчатостью здесь очень большую роль играют и надвиги. Опрокидывание складок совершается то в западном, то в восточном направлении. Простирание складчатости, приспособляясь к очертаниям Алазейско-Юкагирского массива, сильно меняется при движении с севера на юг. В большей части системы господствует северо-западное направление складок, но на юге оно сменяется широтным и даже северо-восточным (рр. Буганда и Унжига).

Характерным отличием хребта Черского от более западных частей Верхоянской складчатой системы является чрезвычайно широкое распространение гранитных интрузий, которые западнее встречаются относительно редко.

Наиболее интенсивные тектонические движения, создавшие в основном складчатую структуру Верхоянско-Колымской области, относятся одними геологами к нижнему мелу, а другими к верхней юре; сторонники последнего мнения [281] указывают, что неокомские, именно валанжинские породы дислоцированы значительно слабее, чем юрские. Дислокация верхнемеловых и третичных пород, развитых в некоторых небольших впадинах, совсем незначительная.

Из следов более древних тектонических движений указываются следы местных несогласий на границе триаса и перми (хребет Кулар, Среднеколымск), а также триаса и юры. Несмотря на существование этих несогласий, пермские и мезозойские породы по условиям залегания и по составу образуют единый, так называемый верхоянский комплекс. Огромный стратиграфический перерыв, выражающийся в отсутствии верхней части нижнего, всего среднего и части верхнего карбона, отделяет этот комплекс от более древних образований.

В палеозое указываются отчетливые несогласия между нижним и верхним силуром, а также местами между силуром и средним девоном. Это указывает на наличие каледонских движений. Следы герцинских дислокаций встречаются редко и неясно выражены, но все же существуют указания на то, что верхнекаменноугольные и пермские отложения налегают на более древние породы не всегда только трансгрессивно, а местами и с угловым несогласием.

Главная масса кислых интрузивных пород Верхоянско-Колымской области внедрилась в окружающие породы, повидимому, в верхнеюрское и нижнемеловое время; здесь, несомненно, существуют и более древние гранитного типа породы, но возраст их остается еще недостаточно точно определенным.

Еще меньше, чем Верхоянско-Колымская область, изучено побережье Восточносибирского моря и Чукотский полуостров, где еще в очень недавнем прошлом предполагалось существование герцинских [30] и даже гораздо более древних складчатых сооружений. В настоящее время исследованиями Арктического института установлено, что в рассматриваемой области весьма широко распространены сильно дислоцированные пермские, триасовые и юрские отложения и встречаются также и более молодые мезозойские породы. Наиболее сильно дислоцированы и превращены в филлиты пермские породы, но триасовые, а частично быть может и юрские породы также участвуют в интенсивных дислокациях. Эпоху наиболее интенсивных тектонических движений В. А. Вакар относит к юрскому периоду [61]. Преобладающее направление складчатости СЗ. П. Н. Кропоткин и Н. П. Херасков на составленной ими тектонической схеме [34] указывают в рассматриваемой области широкие дуги, выпуклые к югу. Аналогичную картину видим мы и на тектонической схеме С. В. Обручева [281].

Восточное Забайкалье, бассейн рр. Амура, Уды и Амгуни и система хребта Сихотэ-алинь

К югу от Верхоянско-Колымской складчатой области узкая полоса дислоцированных мезозойских отложений протягивается в ЮВ направлении между Алданским докембрийским массивом и берегом Охотского моря к устьям рр. Маи и Уды. Эта чрезвычайно мало еще изученная область состоит главным образом из мезозойских эффузивных пород, среди которых по осям антиклиналей вытягиваются узкие полосы девонских отложений. Простирание складок СВ [48].

К югу от параллели Удской губы область мезозойской складчатости чрезвычайно сильно расширяется, повидимому вследствие

крупной виргации. Одна из ветвей этой виргации, западная, проходит почти в широтном направлении по бассейну рр. Уды и верхней Зеи к верховьям Амура; здесь направление складок переходит из широтного в юго-восточное, и они выполняют все Восточное Забайкалье, переходя затем в Монголию. Ветвь эта известна под названием Монголо-Охотского пояса складчатости.

Вторая ветвь виргации, восточная, обнимает систему складок СВ простирания, которая слагает хребет Сихотэ-алинь, область низовьев Амура, Малый Хинган, бассейн Амгуни и верховья Буреи.

Между двумя ветвями виргации располагается обширная Зейско-Буреинская низменность, покрытая горизонтальными слоями третичных отложений. Более древние породы, мезозойские и палеозойские, выступают из-под этого покрова лишь по окраинам низменности и по некоторым из речных долин, причем мезозой, например в верховьях р. Буреи, обнаруживает лишь относительно слабую дислокацию. Поскольку рассматриваемая область лежит на продолжении простираний, расположенных на Манчжурской территории герцинских складчатых сооружений Большого Хингана, естественно думать, что виргация мезозойских складок обусловлена сопротивлением массива Большого Хингана. Если это правильно, то и слабую складчатость мезозоя в Зейско-Буреинском районе можно объяснить тем, что палеозойский складчатый фундамент здесь переработан относительно слабо.

Вся эта огромная область в геологическом отношении изучена еще очень несовершенно; лучше других районов известно в настоящее время Восточное Забайкалье, с описания которого мы и начнем свое изложение.

Начало систематических геологических исследований в Восточном Забайкалье, производившихся под руководством М. М. Тетяева, относится к 1926 г. Произведенные работы выяснили, что эта область сложена из древних метаморфизованных сланцев, возраст которых остается невыясненным, силурийских, девонских, нижнекаменноугольных и пермских пород, а также из мощной толщи морских мезозойских отложений, среди которых установлены триасовые и нижне- и среднеюрские образования. Верхнеюрские и нижнемеловые породы представлены в континентальной фации. Кое-где сохранились участки пород, относимых без достаточного, правда, палеонтологического обоснования, к третичной системе. Все названные породы являются дислоцированными, но дислокации третичных отложений относительно очень слабы, так что складчатая структура области, судя по всему, сложилась еще в нижнемеловое время, и третичные движения лишь слегка изменили ее.

Истинный характер тектоники Восточного Забайкалья еще далеко не может считаться выясненным. Первоначально М. М. Тетяев [373] пришел к заключению, что здесь огромное развитие имеют покровы грандиозных ширриажей, которые на ЮЗ распространяются в южное Прибайкалье, а на СВ — в бассейн верхнего течения Амура. Покровы эти надвинуты откуда-то с юго-востока, из Монголии. К автохтонным породам могут относиться только верхнеюрские, все же более древние образования входят в состав

надвинутых покровов, которых можно различить по крайней мере четыре.

Дальнейшие исследования довольно быстро показали несостоятельность этих представлений, и сам М. М. Тетяев в сводке 1935 г., к сожалению не опубликованной, и в учебнике по тектонике СССР [378, 379] от нее отказывается. В настоящее время можно считать прочно установленным, что породы всех возрастов в Восточном Забайкалье являются автохтонными и что за шарриажи были приняты сбросы и надвиги, часть которых имеет полого падающие плоскости скольжения. Основным типом дислокаций является здесь складчатость, характер которой, по М. М. Тетяеву, закономерно меняется при движении с СЗ на ЮВ. В большей части района для мезозоя характерно развитие асимметричных складок, указывающих на движение масс с ЮВ на СЗ. Это выражается в более крутом падении северо-западных крыльев складок и часто в опрокидывании последних на СЗ. В юго-восточной части области эта асимметричность складок становится менее резко выраженной, и здесь получают преобладающее развитие складки коробчатого типа, характеризующие, по М. М. Тетяеву, внутренние части складчатых областей, как асимметричные складки характеризуют их периферические части. Весьма распространены в Восточном Забайкалье и надвиги.

Для ближайшей характеристики рассматриваемой области мы воспроизведем здесь то, что говорит М. М. Тетяев о тектонике Восточного Забайкалья в его учебнике [379].

«В этой складчатой системе между Читой и государственной границей по Аргуни можно выделить ряд более крупных структурных единиц.

«К ЮВ от Читы после слабо складчатой юры в области Ингодинско-Читинской долины проходит в СВ направлении крупная полоса древних кристаллических пород с интрузиями гранитоидов, которую мы назовем Читинским антиклинорием. К ЮВ он окаймляется развитием мезозоя с участием верхнего триаса, юры, нижнего мела и более молодых отложений, известных под именем шилкинского конгломерата. Они вытягиваются полосой СВ простирания вдоль Ингоды и затем Шилки, а также по долине Унды, вплоть до Шилкинского завода, образуя синклинальный бассейн, названный мною Ундино-Шилкинским синклинорием.

«Отвлекаясь от его сложного внутреннего строения, следует отметить его асимметрический характер, обусловливающий более спокойное залегание слагающих его пород на севере и резко чешуйчатое строение в центральной части и на юге в виде ряда надвигов более древних пород, часто перекрывающих его центральную часть.

«Этот сложный синклинорий разделяется в середине крупной антиклиналью, известной под именем Борщовочной. Последняя отчетливо обрисовывается к СВ от устья Онона, где она сложена древними кристаллическими породами. К ЮЗ с погружением шарнира на ее простирании появляются пермские и немые палеозойские породы, включающие в себя, повидимому, девон и карбон. Структура этой антиклинали резко чешуйчатая, и антиклинальный характер ее вырисовывается только в сопоставлении с окаймляющей ее

южной синклиналью по долине р. Унды, где мезозой залегает нормально на более древних породах.

«Среднюю часть Восточно-Забайкальского отрезка альпийской складчатой зоны образует Тургино-Борзинский антиклинорий, представляющий сложную систему складок с крупными надвигами как на северо-западной его окраине, так и внутри него. Эти надвиги часто волнистого характера, и форма складок, опрокинутых к северо-западу, отчетливо рисует картину движения масс к северо-западу.

«В сложном чередовании синклиналей и антиклиналей этой структурной единицы характерной чертой является надвигание чешуйчатого типа антиклинальных частей на синклинали, расположенные к северо-западу. Так, остатки такой синклинали отчетливо наблюдаются, например, к югу от Газимурского завода, где южный борт представляет сложную систему чешуйчатых надвигов.

«Четвертой структурной единицей данного складчатого комплекса является Приаргунский синклинорий, представляющий последнее звено в складчатой системе, частично уже переходящее государственную границу. Приаргунский синклинорий, сложенный верхней юрой, меловыми отложениями и частично третичными (Чалбучинская свита), в отличие от других структурных единиц, дает складки коробчатого, т. е. веерообразного типа, осложненные небольшими надвигами с обеих сторон.

«Таким образом, эта складчатая система довольно отчетливо распадается на два комплекса: северо-западный, представляющий сложную систему складок, опрокинутых к СЗ с развитием крупных надвигов с движением масс в том же направлении, и юго-восточный, где структура складок приближается к веерообразному с небольшими разрывами».

К сожалению, сводных работ по геологической структуре Восточного Забайкалья, которые бы базировались на новых исследованиях, не имеется.

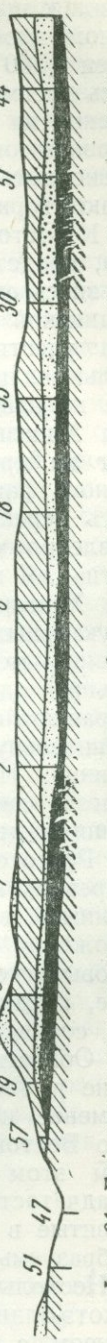
По вопросу о возрасте основной складчатости Восточного Забайкалья большинство геологов сходится в том, что она относится ко второй половине мелового периода. Движения третичного времени были уже относительно очень слабы и, повидимому, имели местный характер. Меловая складчатость сопровождалась мощными гранитными интрузиями, с которыми обычно связывают образование большинства рудных месторождений Забайкалья. На наличие складчатости в начале мелового периода указывают наблюдения Б. А. Максимова [200] о несогласном налегании нижнемеловых отложений на эффузивные породы верхней юры. Много оснований далее имеется, повидимому, для признания эпохи складчатости на границе между средней и верхней юрой. К этому моменту М. М. Тетяев и его сотрудники относят внедрение интрузий гранодиоритового типа. Заметных угловых несогласий в толще следующих ниже мезозойских отложений — юры и триаса, повидимому, не имеется; в эту эпоху имели место, вероятно, только поднятия, вызвавшие, между прочим, отсутствие среднетриасовых отложений.

Кроме мезозойской, для Восточного Забайкалья установлено существование и герцинской складчатости, которая также сопро-

вождалась интрузиями гранитов. Не подлежит никакому сомнению, что интенсивные складкообразовательные движения имели место после века турне, вероятнее всего в конце нижнего карбона. Согласно Д. С. Соколову [354] и др., не только интенсивность, но и направление складчатости девонских и нижнекаменноугольных пород резко отличаются от интенсивности и направления складок более молодых отложений. Как девонские, так и нижнекаменноугольные отложения центральной части Восточного Забайкалья смяты в складки в общем меридионального направления с отклонением на ССЗ, в то время как складчатость пермских и мезозойских отложений, дислоцированных совершенно согласно, имеет, как мы знаем, СВ и часто даже ВСВ направление. Чрезвычайно характерно, что при приближении к палеозойским массивам мезозойские складки скучиваются и отклоняются от своего обычного направления, явно приспособляясь к этим более древним сооружениям. М. М. Тетяев считает, что вторая фаза герцинского складкообразования падает на конец пермского периода и что к этому времени также приурочиваются интрузии, но доказанным этого считать нельзя. По Д. С. Соколову, в Восточном Забайкалье герцинских интрузий, которые бы прорывали пермские отложения, не существует. Наконец, по сообщениям Е. В. Павловского, чрезвычайно отчетливо в Восточном Забайкалье проявляются и следы каледонского, послесилурийского диастрофизма.

История вулканизма для Восточного Забайкалья, по М. М. Тетяеву [379], рисуется следующим образом.

Следы первых мезозойских излияний встречаются в верхнем триасе, в котором сланцы с *Pseudomonotis ochotica* переслаиваются с основными туфами. В эпоху предверхнеюрской фазы складчатости имели место большие интрузии гранодиоритового типа. Следующие мощные излияния андезитов и порфиритов средней основности имели место в эпоху верхней юры и нижнего мела. Меловая складчатость сопровождалась интрузиями кислых гранитов, с которыми связано золотое, полиметаллическое и вольфрамо-оловянное оруденение. Последним проявлением вулканической деятельности в Восточном Забайкалье являются излияния молодых базальтов, которые относят к третичным образованиям.



Фиг. 91. Горизонтальное залегание третичных пород на Зейско-Буреинской равнине, по С. А. Музылеву [229].
Штриховка—глины; пунктир—пески; тушь—пласт бурого угля.

Восточнее рассмотренного сейчас района, по верхнему течению р. Амура и севернее, по южным окраинам Алданского докембрийского массива простирания палеозойских пород, повидимому,

близки к широтным; в том же направлении, но чаще в северо-восточном, простираются и мезозойские породы. В бассейне рр. Зеи и Буреи [340] дислокация мезозойских отложений, достигающих здесь весьма большой мощности, обычно довольно слабая, и углы падения на крыльях складок не превышают 25—30°. Породы эти прорваны огромными массивами мезозойских гранитов. Третичные угленосные породы, покрывающие Зейско-Буреинскую равнину, залегают горизонтально (фиг. 91).

К востоку от этой равнины располагается массив Малого Хингана, представляющий весьма большой интерес в том отношении, что здесь отчетливо выявляются соотношения между направлением герцинской и мезозойской складчатости. В строении Малого Хингана участвуют докембрийские, девонские, возможно каменноугольные, пермские и мезозойские породы; среди последних триас еще не найден. По С. А. Музылеву [229] «геологическая структура Хингана сложна, и эта сложность обусловлена наложением друг на друга складчатых движений различного возраста и различного направления. Особо эффектно и очень ярко выражено здесь перекрещивание древней складчатости меридионального направления с северо-восточным направлением молодой складчатости». «Я могу отметить, — говорит С. А. Музылев, — что на Малом Хингане при наложении одной складчатости на другую оба структурных плана остаются независимыми друг от друга и что древние меридиональные структуры, проявляющиеся в антиклинальных ядрах северо-восточных мезозойских складок, в общем сохраняют свое первоначальное строение и лишь приобретают дополнительную гофрировку и расколы в северо-восточном направлении». Из этого следует, что палеозойская структура Малого Хингана лишь в относительно слабой степени переработана позднейшими движениями.

Резко отличаются также и формы дислокаций; в то время как в древних породах складки сильно сжатые и «вертикально поставленные», в юре они имеют характер сундучных, а верхнемеловые отложения образуют сравнительно пологие изгибы. Отчетливо вырисовывается ряд угловых несогласий — предальгонское, додевонское, предюрское, верхнеюрское или нижнемеловое и предтретичное, соответствующее ларамийской эпохе складчатости.

Область, расположенная к северу от Малого Хингана, в бассейне р. Амгуни и нижнего течения Амура, принадлежит к числу наименее изученных в тектоническом отношении областей Дальнего Востока. Существующие факты позволяют выяснить, что во всем этом районе мезозойские породы испытали интенсивную складчатость северо-восточного направления. Третичные отложения, развитые в низовьях Амура, дислоцированы значительно слабее, и в образуемых ими складках падение слоев обычно не более 15—25°.

Несколько больше знаем мы относительно структуры хребта Сихотэ-алинь, образующего водораздел между Уссури и нижним Амуром, с одной стороны, и Японским морем и Татарским проливом, с другой. Новейшие сведения о тектонике этой области, сообщает В. А. Обручев [284, т. III], словами которого мы здесь и воспользуемся.

«Воларович и Скороход находят, что структура Сихотэ-алиня в общих чертах очень проста и представлена крупным антиклинорием СВ простирания, к которому с юго-востока примыкает второй Судзухинский антиклинорий, бо́льшая часть последнего скрыта под водами Японского моря. Полого падающее юго-восточное крыло первого антиклинория развито полностью, соединяясь с частью северо-западного крыла второго, а пологое северо-западное крыло первого входит в Сихотэ-алинь только частично. Ось главного антиклинория плавно погружается на СВ и ЮЗ. Эта основная структура усложнена системой брахискладок СВ простирания, с крутыми углами падения в связи с позднейшими фазами альпийской складчатости. В ядре обоих антиклинориев выходят древнепалеозойские и верхнепалеозойские формации; последние спорадически слагают также антиклинали мезозоя. Осадки нижнего и среднего мезозоя образуют крылья главного антиклинория и собраны в плавные и крутые брахиантиклинали дополнительных складок; в юго-западной части Сихотэ-алиня нижний мезозой прорван крупным массивом гродековского гранита; мелкие интрузии его известны и в других местах. Меловые отложения связаны в структурном отношении с последующими фазами альпийской складчатости и приурочены к синклиналям, преимущественно по южной окраине хребта; складки мела имеют плоские днища и крутые борты. Структура области в основном создана фазой, проявившейся в низах мела. Таким образом, отмечая разрывы с крутыми углами падения, которые могли обусловить местные глыбовые надвиги, эти исследователи, очевидно, отрицают покровное строение Сихотэ-алиня в виде перемещения всей ее массы на СЗ, предполагаемое М. М. Тетяевым.

«Главной фазой складчатости они считают нижнемеловую, т. е. австрийскую; но ей должны были предшествовать движения, обусловившие транс- и регрессии моря в течение триаса и регрессию перед нижним мелом, т. е. нужно предполагать также известное проявление древне- и новокиммерийской фаз; последняя должна была проявиться достаточно сильно, судя по несогласному налеганию никанской меловой свиты на триасе и юре и интрузии гродековского гранита. Она, а не австрийская, должна была в основном создать антиклинорий Сихотэ-алиня, а австрийская закончила его образование и создала нарушения никанской свиты в занимаемых ею синклиналях, образовавшихся, очевидно, раньше. Древнекиммерийская фаза, повидимому, проявилась слабо. Но в Сихотэ-алине слегка дислоцированы и третичные отложения, так что его формирования закончились позже».

ЗАРУБЕЖНАЯ ЧАСТЬ ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

Огромную роль играет мезозойская складчатость в восточном Китае, где она получила название е н ш а н с к о й [500, 497, 548, 519, 498, 560, 561, 512, 476]. Необходимо подчеркнуть, что здесь в огромном большинстве случаев отсутствуют всякие следы каледонской складчатости; пароксизмы ее, имевшие место в более западных частях Азии, отзывались на востоке только поднятиями

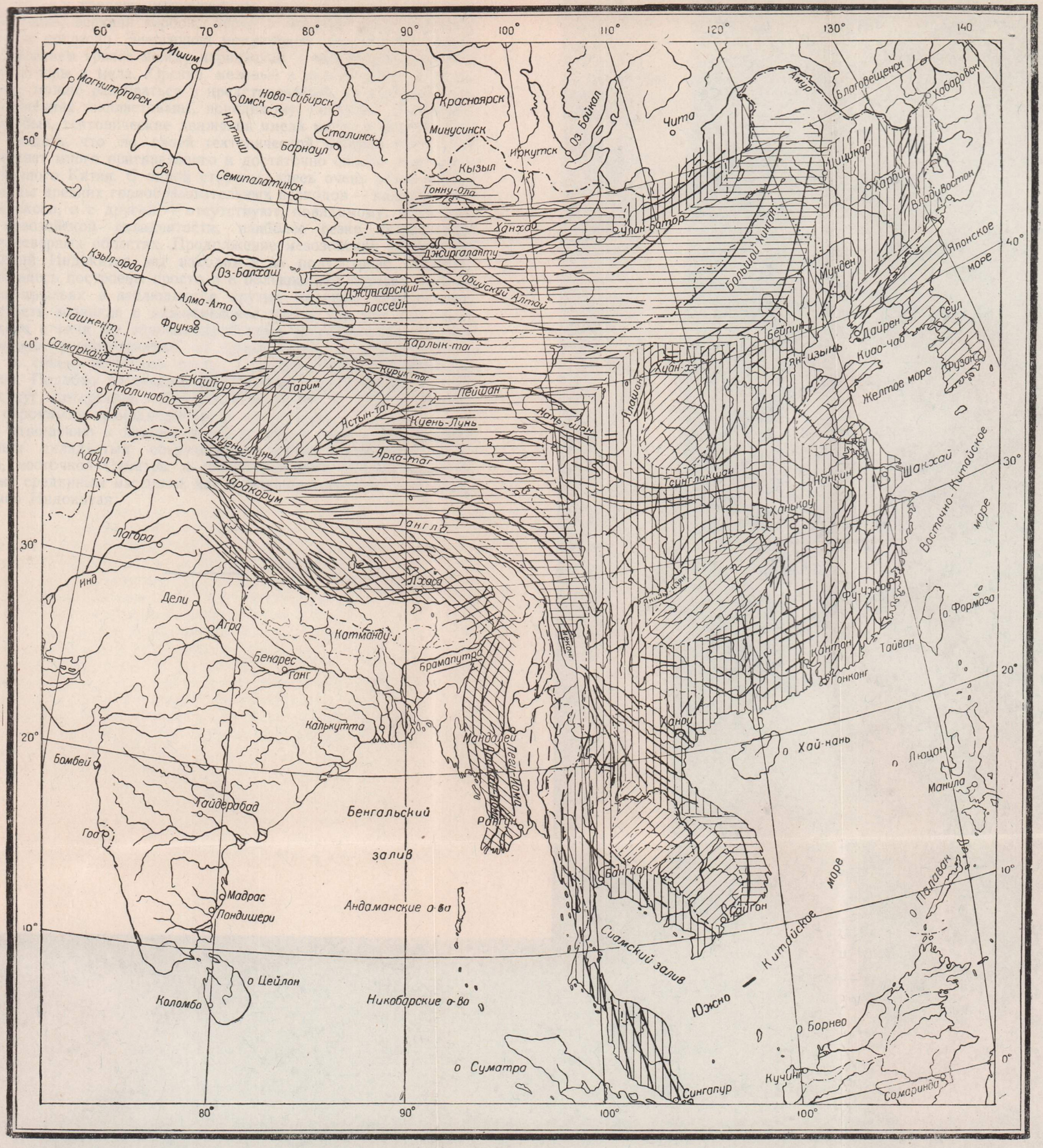
эпейрогенического характера. Лишь к югу от Ян-тце-Кианга местами удается констатировать резкие угловые несогласия между средним девоном и более древними породами [500, 497]. Весьма малую роль играли в средних и восточных частях восточного Китая также и герцинские складкообразующие движения, но на юге следы их становятся многочисленными и резкими.

В противоположность этим более древним проявлениям складчатости следы мезозойских движений распространены на площади всего восточного Китая (фиг. 92). Здесь можно различить несколько фаз еншанского диастрофизма, которые в различных частях страны проявлялись с различной силой. Наиболее многочисленны были пароксизмы складчатости в южных частях восточного Китая, где, повидимому, важную роль играла древнекиммерийская складчатость и более слабые движения происходили также в нижней юре. Наиболее распространены следы новокиммерийских движений, происходивших в недостаточно точно определенную еще эпоху на границе юры и мела и в середине или во второй половине мелового периода.

Наиболее напряженными были горообразовательные движения мелового периода, когда местами, как например по периферии Ордоса, образовались мощные надвиги и имели место весьма крупные интрузии гранодиоритов и гранитов. Внутри полосы мезозойской складчатости Восточного Китая выделяются устойчивые массивы, напоминающие Юкагирскую глыбу, но, повидимому, более древние; к числу их относятся Ордос, Севернокитайский и Южнокитайский массивы. Дислокации третичного времени местами имеют довольно широкое распространение, но они сказываются почти исключительно в образовании сбросов, одностороннем наклоне слоев и т. д.

Нам остается сказать несколько слов об Индокитае. Западная полоса его, примыкающая к Бенгальскому заливу, занята складчатыми сооружениями третичной, гималайской, системы и будет рассмотрена позднее. В большей, восточной, части полуострова третичная складчатость сказалась относительно очень слабо, и в основном структура ее, как и структура восточного Китая, определилась более древними горообразовательными движениями. Новейшие исследования французских геологов, сводку которых дает Фромаже [484], следующим образом рисуют структуру этой страны.

Центральная и юго-восточная части Индокитая заняты древним, докембрийским, массивом Индокитая или Индосинии (Фромаже), о котором мы говорили выше. Массив этот расщепляет на два пучка систему мезозойских и верхнепалеозойских складок, идущих сюда с севера из Тибета и восточного Китая, и со всех сторон обтекается ими. Простирания этих складок отчетливо обрисовывают форму щита. Мощные надвиги и шарриажи направлены в сторону массива. Тектоническая история складчатых сооружений Индокитая, насколько мы ее знаем, очень сложна. Не считая докембрийских, первыми отчетливо выявленными движениями являются здесь новокаледонские, имевшие место на границе силура и девона. Складчатость герцинского тектонического цикла происходила, с одной стороны, на границе турнейского и визейского ярусов,



1 2 3 4

Фиг. 92. Тектоническая схема центральной и юго-восточной Азии.

1 — древние, преимущественно докембрийские массивы; *2* — герцинские складчатые сооружения; *3* — мезозойские складчатые сооружения; *4* — третичные складчатые сооружения.

Архангельский А. Д.

а с другой, — в среднекаменноугольное время. Верхняя часть московских слоев, верхний карбон, пермь и нижний триас залегают совершенно согласно. Энергичная мезозойская складчатость имела место в верхнем триасе между карнийской и норийской эпохами и на границе юры и мела. Юрские, меловые и палеогеновые породы, поскольку можно разобраться в представляющих их континентальных отложениях, напластованы, повидимому, согласно. Последние, очень слабые, тектонические движения имели место в неогене. Нетрудно видеть, что по своей тектонической истории Индокитай представляет много оригинального и достаточно сильно отличается от Восточного Китая. С одной стороны, здесь очень резко выступают следы древних горообразовательных периодов — каледонского и герцинского, а с другой, — отсутствуют, повидимому, последние фазы мезозойской складчатости, наиболее резко выраженные в более северных областях. Продолжение мезозойских складчатых сооружений Индокитая мы находим и на полуострове Малакка. Складки здесь построены просто и в большинстве случаев прямые, хотя на крыльях и наблюдаются крутые падения. Повидимому, складчатость возникла в нижнемеловое время, так что мы имеем здесь дело с теми же новокиммерийскими дислокациями, которые так широко распространены на прилежащих с юга островах, именно в северо-восточной части Суматры, Банка, Биллингтон и Борнео. Подобно одновозрастной складчатости восточно-австралийских дуг, Антарктики и Южной Америки она и здесь сопровождалась огромными гранодиоритовыми интрузиями.

По отношению к примыкающим с запада, юга и юго-востока третичным складчатым сооружениям район Малайского полуострова, восточной Суматры и северо-западного Борнео является таким же срединным массивом, как и лежащая севернее него древняя глыба Индокитая.

ГЛАВА IV

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ОБЛАСТИ ТРЕТИЧНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Складчатые горные сооружения третичного возраста протягиваются лишь относительно узкой полосой вдоль южной и восточной окраин СССР. В Европейской части СССР к ним принадлежат складчатые сооружения восточного Крыма, именно Керченского полуострова, и Кавказа, в Средней Азии — горные хребты Красноводского полуострова на восточном побережьи Каспийского моря, Копет-даг и Памиро-Алайская горная система, и наконец, на Дальнем Востоке — Камчатско-Коряцкая складчатая область и Сахалин. Главная область распространения третичной складчатости в Евразии лежит за границами СССР, в южных частях Евразиатского материка и на островах Тихого океана, обрамляющих этот материк на востоке.

КАВКАЗ

Начнем обзор строения третичных складчатых сооружений СССР с западных членов их, именно с Кавказа.

Сведения по тектонике отдельных районов этой области разбросаны в огромном числе работ, посвященных общегеологическому описанию этих районов. Приходится признать, что если тектоника некоторых участков Кавказа, именно его нефтеносных областей, нам уже довольно хорошо известна, то общая геологическая структура этой горной страны начинает выясняться лишь в последние годы. Чрезвычайно интересные сводки даны были недавно А. П. Герасимовым [93, 94] и особенно В. П. Ренгартеном [321, 527, 319, 528], в статьях которых сведена и главнейшая тектоническая литература. Статьи эти лежат в основе и нашего очерка. К данному последним списку литературы мы присоединяем только немногие, не вошедшие туда работы [527, 93, 94, 541, 114, 210, 211, 225, 423, 319, 394, 437, 324, 395, 70, 169, 97, 153, 290, 163, 178, 100, 175, 177, 64, 63]. Кроме опубликованных работ, мы имели возможность использовать сводные тектонические очерки в посвященных Кавказу томах «Геология СССР», принадлежащие А. П. Герасимову, К. А. Прокопову, В. П. Ренгартену и Д. Дробышеву.

В строении Кавказа участвует огромная толща пород, начиная с докембрийских и кончая новейшими плиоценовыми и четвертич-

ными. Кавказ пережил весьма длительную и сложную тектоническую историю. Резкие различия в степени метаморфизма докембрийских и кембро-силурийских пород показывают, что горообразовательные движения имели здесь место еще в докембрийское время. Далее мы имеем все основания считать, что область Главного Кавказского хребта пережила энергичные складкообразовательные процессы: 1) новокаледонской фазы складчатости после конца силура, 2) варисцийской в конце каменноугольного периода, 3) древнекиммерийской — на границе триаса и юры. Наибольшее значение для формирования современной тектоники Кавказа имели новейшие неогеновые фазы складчатости, падающие: 1) на границу сармата и мэотиса, 2) на границу нижнего и верхнего плиоцена, а также 3) неоднократно повторявшиеся в течение верхнего плиоцена вплоть до послечаудинского и послебакинского времен; здесь различают складчатость: а) предакчагыльскую, б) на границе между акчагылом и апшероном, в) между апшеронским и бакинским веками и затем г) четвертичные предрисскую и предвюрмскую фазы [64].

Для всех указанных моментов мы имеем неоспоримые доказательства наличия складкообразовательных процессов в виде угловых несогласий между породами соответственного возраста, которые констатируются на очень больших пространствах. Кроме того, можно наметить целый ряд моментов, в которые складчатость также происходила, но приурочивалась к отдельным ограниченным участкам, имела более или менее резко выраженный местный характер, так как угловые несогласия в этих случаях наблюдаются только в немногих пунктах. Например в Закавказье, в Нахичеванской области (АзССР) несогласие имеется на границе девона и карбона; в области южного склона Главного хребта, а также в Армении местная складчатость происходила неоднократно в течение мелового периода и палеогена; в области северного склона известны местные несогласные налегания: 1) верхнелейасовых отложений, 2) келловея, 3) титона и 4) чокракских слоев. Эти эпохи местных резких тектонических нарушений и складчатости частично являются, повидимому, эпохами общих поднятий Кавказа эпейрогенического характера; особенно крупными из таких поднятий были предтитонское и предчокракское. Следами таких поднятий является трансгрессивное залегание указанных отложений и конгломераты в их основании, указывающие на размывание мощных толщ более древних пород, приподнятых выше уровня моря.

Крупные интрузии в связи со складчатостью имели место на Кавказе в докембрийское время (серые граниты Главного хребта) и мелкие интрузии перидотитов, горнблендитов, габбро и диоритов, вероятно в эпоху каледонских тектонических движений (змеевики северного склона, красные граниты той же области и граниты Дзирульского массива) и в третичную эпоху (неоинтрузии Закавказья и Главного хребта).

Вопрос о возрасте красных гранитов и несколько более древних змеевиков еще не может быть в настоящее время разрешен с точностью, и наблюдения Агалина, нашедшего шток змеевиков в карбоне, как будто говорят за герцинский возраст этих интру-

зий. Большинство геологов однако склонно связывать последние с каледонскими тектоническими движениями [95, 176].

Горная область, расположенная между Каспийским и Черным морями, объединяемая названием К а в к а з, не представляет чего-либо однородного и легко может быть подразделена на три главнейших участка, резко разнящихся по характеру и возрасту слагающих их пород и по своей тектонике. На севере от Апшеронского полуострова на Каспийском море до Анапы на Черном протягивается Главный Кавказский хребет, в котором на огромную высоту приподняты не только мезозойские, но и палеозойские и докембрийские породы. К югу от хребта, вдоль долин рр. Куры и Риона, проходит параллельная ему полоса относительных опусканий, где на поверхности развиты главным образом третичные отложения. С юга эта полоса ограничена горной страной Малого Кавказа, еще очень мало изученной, но по основным чертам своего строения, несомненно, резко отличающейся от Большого Кавказа. Наконец, следует отметить, что к северу от Главного Кавказского хребта располагается глубокая предгорная впадина, довольно сложно построенная. Мы последовательно рассмотрим все намеченные сейчас области.

Предкавказская впадина поперечным выступом фундамента в области Ставропольского плато подразделяется на две вторичные впадины, из которых западная обнимает бассейн р. Кубани и Азовское море (Кубано-Азовская впадина или депрессия), а восточная — бассейн р. Терека (Терская впадина); по направлению к востоку Терская депрессия переходит в глубоководную область среднего Каспия. Ставропольское поднятие имеет форму весьма пологого и широкого антиклиналеподобного вздутия, которое постепенно погружается на ЮВ и СЗ, а от Главного хребта отделяется узким синклинальным прогибом. Углы падения в этих своеобразных изгибах обычно не превышают 5—6°. Судя по всему, указанные главные изгибы осложнены еще складками второго порядка. В основании Ставропольской возвышенности, по нашему представлению, залегают докембрийские породы, присутствие которых сказывается нахождением многочисленных ксенолитов в батолитах Минераловодского района. В пределах Терской депрессии И. О. Брод [55], основываясь главным образом на аномалиях силы тяжести, предполагает существование еще двух поперечных перегибов оси депрессии меньшего масштаба, чем Ставропольский.

В Главном Кавказском хребте приходится отдельно рассматривать северный и южный склоны, так как в тектоническом отношении они очень резко разнятся; к области северного склона по своему геологическому строению относятся обычно и наиболее высокие водораздельные части хребта.

Северный склон по геологическому строению легко подразделить в свою очередь на три части. Средняя, наиболее высокая часть отличается тем, что здесь, кроме меловых и юрских, на поверхность выходят докембрийские, палеозойские и триасовые породы, которые к западу от р. Белой и к востоку от р. Гизельдон исчезают из обнажений. Эти древние породы весьма сильно дислоцированы, в то время как более молодые мезозойские и третичные

породы, налегающие на предыдущие с резким несогласием, дислоцированы весьма слабо. Дислокация древних пород, до триаса включительно, двоякого типа. Во-первых, они сложены в интенсивные складки, которые весьма часто бывают опрокинуты на юг или на юго-запад, и во-вторых, разбиты многочисленными трещинами сбросов и надвигов. Этот участок земной коры, — говорит А. П. Герасимов, — «был, вероятно, уже в палеозое разбит на отдельные частные, вытянутые в общем северо-западном направлении глыбы, которые различным образом перемещены одна относительно другой. В результате этих перемещений, складчатости и трансгрессий на одних глыбах за верхним палеозоем следуют одни ярусы триаса, на других — другие, или даже прямо юрские толщи, а сам верхний палеозой в различных местах различными ярусами ложится на различные члены нижнепалеозойских отложений или даже докембрия». Что касается юрских и более молодых отложений, то в общем они имеют пологое (5—10°) падение на север, и лишь ближе к осевой линии хребта в них появляются складки, обычно осложненные разрывами сплошности слоев. «Очень характерными, — говорит В. П. Ренгартен, — являются складки коробчатого сечения с плоскими сводами антиклиналей и синклиналей и с крутыми крыльями. В зависимости от степени жесткости пород крылья этих складок разрываются, и мы имеем постепенные переходы к системе приподнятых и опущенных клиньев — в форме горстов и грабенов (см. табл. V, рис. 6). При односторонних разрывах мы будем иметь расположение тектонических элементов в форме чешуй с наклоном слоев в одну сторону и с последовательными надвигами в противоположную. Плоскости скалывания наклонены обычно круто. Реже встречаются более крупные надвиги по несколько более пологим поверхностям (40—60°). Амплитуда их достигает нескольких километров — (в Балкарии, по И. Г. Кузнецову [179, 180]). Необходимо отметить, что при этих крупных нарушениях верхнее крыло по отношению к нижнему всегда является перемещенным с севера на юг (см. табл. V, рис. 2). Что касается упомянутых выше мелких разрывов, то там направления перемещений крыльев могут быть и к югу и к северу».

Совершенно иначе построена восточная часть северного склона Главного хребта [см. табл. V, рис. 1, 2 и 3; табл. IV, рис. 1], представляющая типичную складчатую страну, в которой как мезозойские, так и третичные породы до самых молодых включительно собраны в длинные резкие складки, очень часто имеющие коробчатую форму и очень часто осложненные продольными разрывами крыльев с надвиганием одного крыла на другое; надвиги эти направлены то к северу, то к югу. В зоне сланцев Главного хребта складки делаются более острыми и опрокидываются на юг; у южной границы района сланцы нижней юры надвинуты на флишевые породы верхней юры и нижнего мела южного склона. С еще большей резкостью это движение масс с севера на юг сказывается в образовании оригинальных надвигов, которые совершаются по плоскостям разрывов, очень полого наклоненным на север и приуроченным к резкой смене петрографического состава пород, например к границе известняков и сланцев.

Наиболее приподняты оси складок восточной части северного склона в Среднем Дагестане, в бассейне р. Сулака, где вследствие этого юрские и меловые отложения заходят дальше всего на север. К востоку и западу от этого района происходит погружение осей, и многие складки вовсе затухают. Западнее р. Сулака простирание складок близко к широтному, восточнее же этой реки они изменяют свое направление на юго-восток и ЮЮВ, которое сохраняется до широты гор. Кубы. Южнее последней вновь, повидимому, восстанавливается простирание хребта. Погружение продолжается и в этом районе, так как постепенно в осевой полосе нижнеюрские образования замещаются верхнеюрскими, а последние — нижнемеловыми. В таком виде хребет доходит до ж.-д. станции Килязи, где осевая часть его и северный склон обрезаются морем, и на суше остается лишь область южного склона.

Интересной особенностью восточной части Северного Кавказа является наличие двух передовых хребтов — Терского и Сунженского, протягивающихся дугообразно перед началом северного склона и отделенных от него в средних частях дуг широкой депрессией. Хребты эти сложены смятыми в сложные складки майкопскими и неогеновыми породами. Опрокидывание складок и надвиги в передовых хребтах совершаются то к северу, то к югу.

Западная часть северного склона, к западу от р. Белой, изучена хуже, чем восточная, но известные нам факты доказывают, что и она является настоящей складчатой страной, так же резко отличающейся по своему строению от средней части, как и восточная.

«Мы видим, — говорит А. П. Герасимов, — что в северо-западном Кавказе, к западу от р. Белой, и юрские, и меловые, и третичные отложения собраны в ряд складок, нередко крутых, опрокинутых, иногда пережатых и диапировых... Особенно интенсивно складкообразовательные движения очень поздних фаз сказываются на пластических третичных осадках Кубанского нефтеносного бассейна, где обычным явлением оказываются крутые пережатые складки с диапировым ядром, где, повидимому, далеко не редки и явления разрывов и небольших надвигов. Более жесткие массы мела и юры с их мощными толщами известняков и песчаников дают уже более крупные формы тектонических нарушений в виде крупных складок, также часто обнаруживающих склонность к опрокидыванию преимущественно опять-таки в южные румбы».

С приближением к Черному морю Главный хребет постепенно затухает и близ Анапы с поверхности земли исчезают не только меловые, но и палеогеновые породы. Складчатость Таманского и Керченского полуостровов, как мы покажем в дальнейшем, не может считаться продолжением Кавказской.

Южный склон Кавказского хребта отличается от северного прежде всего фациями слагающих его пород. В отличие от северного склона здесь в юрских, меловых и палеогеновых отложениях развиты преимущественно лишенные ископаемых флишевого типа породы; кроме того, на южном склоне и в мезозое, главным образом в юре, и в палеогене существенную роль играют изверженные породы и их туфы. Отмечая это, мы должны в то же время резко подчеркнуть, что флишевая фация свойственна не исключительно

южному склону, так как флиш развит в меловых и палеогеновых отложениях и в западных частях северного склона.

В тектоническом отношении южный склон характеризуется особенно яркими проявлениями тех движений масс с севера на юг, о которых мы говорили выше (см. табл. V, рис. 1 и 2). Характерными тектоническими формами этой области являются мощные, сжатые, нередко изоклинальные складки, опрокинутые с севера на юг и часто осложненные продольными разрывами и надвигами. Плоскости надвигов в более южных частях склона имеют пологое падение, и здесь при большой, в несколько километров, амплитуде перемещений местами возникают структуры, близко напоминающие покровы альпийских шарриажей, в которых юрские породы на далекое расстояние надвинуты на меловые, а верхний мел — на неоген.

Несколько слов необходимо сказать о тех особенностях тектоники, которые характеризуют восточную и западную области погружения Главного хребта.

Для восточного погружения, в районе Апшеронского полуострова и прилежащих к нему местностей, особенности эти сформулированы в работе И. М. Губкина [103], который характеризует их следующим образом.

«1. Комплекс складок области погружения состоит из отдельных пучков складок и из отдельных антиклинальных линий, часто прослеживаемых на десятки километров, но между ними встречаются и совсем короткие в виде маленьких брахиантиклиналов или вытянутых куполов.

«2. Следующей особенностью пучка складок области опускания является их разветвление.

«3. Следующей особенностью пучка складок области опускания является всюду наблюдаемое явление, что каждая отдельная антиклиналь состоит из ряда куполовидных структур, которые по ее направлению располагаются четковидно, разделяясь седловинами, причем в ядрах куполов выходят более древние породы, чем в сводовых частях разделяющих их седловин.

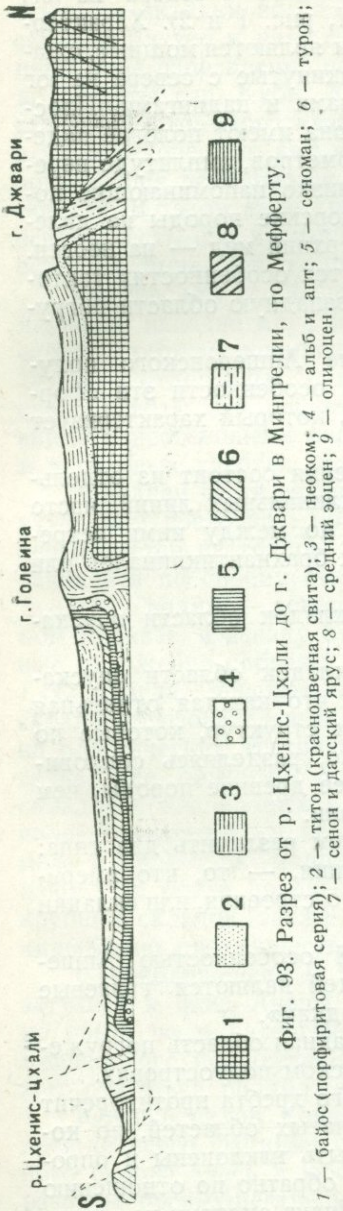
«4. В строении самых куполов мы можем различить два типа: купола нормального антиклинального строения, — то, что американцы называют domes, и купола диапирового строения, или складки с ядром протыкания.

«5. Наконец, чрезвычайно характерной особенностью Апшеронского полуострова и соседних местностей являются грязевые вулканы, приуроченные к диапировым складкам».

Совершенно аналогично построена и западная область погружения Главного хребта на Таманском и Керченском полуостровах.

Описанное строение Главного Кавказского хребта противоречит обычным представлениям о строении складчатых областей, по которым складки северного склона должны быть наклонены и опрокинуты в сторону платформы, т. е. на север, обратно по отношению к опрокидыванию складок южного склона. Иначе смотрит на строение северного склона М. М. Тетяев [377], считающий, что указанная сейчас точка зрения приложима и к Кавказу. Отмечая присутствие в полосе юрских сланцев наличия веерообразных складок, а также распространенность на северном склоне стулообразных

складок, наклоненных на север, М. М. Тетяев приходит к следующим выводам. «Отсутствие на Северном Кавказе области несимметричных складок, опрокинутых к северу, т. е. к платформе, появление на окраине складчатости веерообразных складок как типа, принадлежащего внутренним частям складчатой зоны и, наконец, появление на этой окраине интрузий секущего типа вместе с типичным ореолом оруденения — все это нам говорит, что складчатость Северного Кавказа не есть периферия складчатой области и что это складчатое строение должно продолжаться к северу, т. е. в области Предкавказской равнины». Приходится признать, что для такой гипотезы не имеется никаких фактических оснований.



Фиг. 93. Разрез от р. Цхенис-Цхали до г. Джвари в Мингрелии, по Мефферту.
1 — байос (порфиритовая серия); *2* — титон (красноцветная свита); *3* — неоком; *4* — альб и апт; *5* — сеноман; *6* — турон; *7* — сенон и датский ярус; *8* — средний эоцен; *9* — олигоцен.

Полоса опусканий, сопровождающая Главный Кавказский хребет с юга, подразделяется выходами древних гранитов и кристаллических сланцев в области Сурамского перевала на западную часть, занятую долиной рр. Риона и Ингура, и восточную, орошаемую р. Курой. Тектоника западной, Рионо-Ингурской, части закавказской депрессии характеризуется развитием широких массивных куполообразных поднятий и синклинальных вдавленностей, сильно осложненных вторичной складчатостью и сбросами (фиг. 93; табл. V, рис. 5). Складки и здесь часто являются опрокинутыми в южном направлении. Восточная, куринская, часть депрессии отличается от западной особенно глубоким погружением древних пород, так как здесь на поверхность выходят исключительно третичные и притом главным образом неогеновые слои. Тектоника района еще недостаточно изучена, но, поскольку мы знаем, она характеризуется развитием широких и плоских синклиналей, разделенных более узкими антиклиналями, которые очень часто бывают опрокинуты на юг. «По мере движения с запада на восток, — говорит В. П. Ренгартен, — от южных предгорий Главного хребта отделяются все новые и новые складки и, загибаясь к юго-востоку, одна за другой погружаются под уровень Куринской депрессии».

С юга к Куринской низменности прилегает полоса Малого Кавказа, сложенная преимущественно меловыми и юрскими отло-

жениями, называемая В. П. Ренгартеном, Азербайджанской плитой. Участок этот характеризуется относительно очень покойной складчатостью, в виде широких синклиналей и антиклиналей. Несмотря на это здесь развиты и крупные надвиги юрских пород на меловые и палеогеновые. Движение масс в этих надвигах направлено, как и в Главном хребте, с севера на юг (см. табл. V, рис. 4).

Нам остается сказать несколько слов о крайних южных участках советского Закавказья. На западе, южнее Рионской низменности, располагается Аджаро-Имеретино-Триалетская горная система, состоящая из очень сильно дислоцированных третичных и меловых пород. Мощные складки этой системы подобно складкам Главного Кавказского хребта опрокинуты в сторону депрессии, т. е. в данном случае с юга на север. Расположенная к югу от Аджаро-Имеретинской системы часть Малого Кавказа еще очень мало изучена в геологическом отношении вследствие огромного развития здесь молодых лавовых излияний, которые скрывают более древние породы.

На востоке, южнее Азербайджанской плиты, располагается складчатая зона Армении. Она характеризуется дугообразным расположением складок, которые в ряде случаев очень мощны и сильно сжаты. Выпуклость дуг обращена к северу, и в том же направлении происходят опрокидывания складок и надвиги.

Познакомившись с основными чертами строения Кавказа, мы должны в заключение остановиться в самых кратких чертах на его отношениях к другим горным сооружениям Альпийской системы и на условиях его образования. За последние годы вопросы эти энергично дебатируются в геологической литературе [63, 64, 177, 321, 457, 536, 541, 556, 557, 558].

Прежде всего здесь необходимо коснуться вопроса об отношении Главного Кавказского хребта к горам Крымского полуострова, с одной стороны, и Красноводского полуострова и Копет-дага, с другой. Большинство геологов считает Крымские горы прямым продолжением Большого Кавказа, но В. П. Ренгартен связывает их с зоной Рионской депрессии, основываясь на сходстве фаций этих двух областей, а также на том, что тектоника Крымских гор «по своему несколько нестройному характеру» имеет больше сходства со складчатостью Рионской депрессии. В отношении сходства фаций здесь не учитываются те изменения, которые происходят в восточных частях Таврических гор и на Керченском полуострове; как меловые, так и палеогеновые слои в Восточном Крыму переходят в ту фацию, которая характеризует северный склон Кавказа, и резко разнятся от фаций южного склона последнего. Что касается средней юры, на которую особенно ссылается В. П. Ренгартен, то в крымской средней юре изверженные породы и их туфы отнюдь не играют той роли, какая принадлежит им в Закавказьи. Поэтому мы не видим никаких оснований к тому, чтобы отрицать продолжение геосинклинальной впадины Большого Кавказа в Крым.

При оценке отношений Кавказа и Таврических гор необходимо прежде всего иметь в виду, что в области современного Таманского и Керченского полуостровов, начиная с юры, а быть может,

и раньше, существовала поперечная депрессия, в которой отлагались особенно мощные толщи глинистых сланцев. Депрессия эта, повидимому, сохранила пластичность гораздо дольше, чем область прилежащих с востока и с запада хребтов. В этом легко убедиться, изучая характер и направление наиболее юной, верхнеплиоценовой, складчатости Керченского и Таманского полуостровов [5, 29, 104]. Дислокация здесь проявляется в весьма многочисленных брахиантиклинальных складках с чрезвычайно сильно дислоцированными майкопскими глинами в ядре, которые прорывают покрывающие их породы крыльев («диапировый тип»); складки эти комбинируются в длинные, иногда ветвящиеся антиклинальные и синклинальные зоны. В восточных частях Керченского и в западных частях Таманского полуостровов складки имеют СВ и даже ССВ простирание, пересекающее направление Крымских и Кавказских складок. Совершенно очевидно, что плиоценовая складчатость развилась в депрессии, разделявшей приподнятые домэотической фазой складчатости хребты. Таким образом мы приходим к заключению, что хотя Крымские горы и Большой Кавказ развились из одного геосинклинального прогиба, но непосредственно друг в друга не переходят и даже разделяются пучками поперечных складок, возникших в последние фазы складчатости. Эпохи окончательного формирования складок в Крымских горах и на Кавказе, как мы видели, различны.

Аналогичным путем, вероятно, разрешается вопрос и об отношениях Большого Кавказа к горам Красноводского полуострова в Средней Азии. Обычно принимают, что складки Главного Кавказского хребта продолжаются, не изменяя своего простирания, по дну Каспийского моря до восточного берега последнего и здесь возобновляются на суше в виде Большого Балхана и соседних с ним хребтов. Тождество простираний и большое сходство юрских и меловых отложений Большого Балхана и Восточного Кавказа делают несомненным, что оба хребта возникли из одного и того же геосинклинального прогиба. С другой стороны, несомненно, что этот прогиб пересекается на месте современного Каспийского моря поперечной депрессией, существование которой отчетливо выступает в нижне- и среднеюрское время, в сармате и верхнем плиоцене. Перед этой депрессией Кавказский хребет затухает совершенно так же, как перед Керченско-Таманской. Наконец, следует отметить, что складчатость Большого Балхана и других возвышенностей Красноводского полуострова, повидимому, сформировалась несколько раньше, чем складчатость восточных частей Главного хребта, так как верхнеплиоценовые акчагыльские слои, сильно дислоцированные в пределах последнего, на Красноводском полуострове в складчатости не участвуют.

Переходя к Закавказью, мы должны прежде всего отметить, что складчатая зона Армении, которую мы отметили на крайнем юго-востоке нашей области, представляет часть изогнутой дугообразной системы хребтов, которая на западе связывается с горными сооружениями Малой Азии, а на востоке с системой Эльбурса, окаймляющей в виде гигантской, выпуклой к югу дуги южное побережье Каспия. Восточные ветви дуги Эльбурса связываются к востоку от Каспийского моря с системой Копет-дага.

Нам остается сказать несколько слов о системе поперечных поднятий и опусканий на Кавказе, которых мы отчасти уже касались.

Мы видели выше, что как Главный хребет, так и Закавказская депрессия наиболее приподняты в средней их части, где на поверхность выходят древние граниты и кристаллические сланцы. Как к востоку, так и к западу отсюда происходит опускание к Каспийской и Керченско-Таманской поперечным депрессиям. Эти поперечные волны не ограничиваются Кавказом. К северу от Среднекавказского поднятия располагается Ставропольская подземная докембрийская глыба, а еще далее в том же направлении проходит главный большой вал Восточноевропейской плиты. Каспийская депрессия пересекает не только Кавказско-Балханскую систему хребтов, но и Донецко-Мангышлакскую, и продолжается далее на север в Прикаспийскую впадину. Мы имеем таким образом здесь дело, очевидно, с основными структурными линиями нашей области, образование которых, по всей вероятности, относится еще к палеозою и находится в связи с формированием Урала.

Кавказская горная страна в тектоническом отношении в настоящее время изучена лучше, чем любая другая область СССР. Тем не менее приходится признать, что мы знаем структуру Кавказа лишь в самых общих чертах, и весьма многое в ней является еще неясным. Естественно, что при таких условиях по вопросу о механизме образования Кавказской горной страны имеются различные мнения. Мы кратко остановимся на главнейших взглядах.

В. П. Ренгартен [321] в заключение своей сводки говорит по этому поводу следующее. «Таким образом в мезозойское время на месте Главного хребта необходимо допустить существование узкого геосинклинального бассейна между двумя жесткими плитами. При тех тектонических напряжениях, которые проявлялись в области Кавказа, начиная с юрского времени, осадки флишевой зоны (южного склона) были сжаты в пучок крупных изоклинальных складок и опрокинуты к югу благодаря более низкому положению Куринско-Рионской плиты. Покров мезозойских и третичных отложений обеих жестких плит был сжат менее сильно, и только местами более крупные чешуи скалывания выдвинули триасовый, палеозойский и кристаллический субстраты.

«В общем можно себе представить, что обе жесткие плиты, северная и южная, получили наклонное к северу положение. Между ними оказался зажатым пучок складок южного склона. Далее к северу, в области Ставропольского пологого поднятия, складчатость осадочной покрышки совершенно исчезает.

«К югу от осевой зоны геосинклинали явления были сложнее. Прежде всего высоко приподнятая Сурамская перемычка разделяет Закавказскую плиту на две довольно различные части. Более обширная Куринская плита составляет одно целое с Азербайджанской плитой (до широты оз. Гокчи) и, как это говорилось выше, имеет общий уклон к северу под складки Большого Кавказа. Складки осадочного покрова этой плиты только слабо отражают напряжения, идущие с севера. Западная Рионская плита, вероятно, благодаря общему довольно быстрому погружению к западу в сторону

Черного моря оказалась перекрытой складчатыми зонами не только с севера, но и с юга. С севера надвинуты складки флишевой зоны Главного хребта, а с юга во флишевых (эоценовых?) отложениях Аджаро-Имеретинского хребта и в ахалцихской третичной свите можно видеть осадки новой, более южной геосинклинальной зоны с перемещением масс с юга на север и даже на северо-запад. Если теперь обратиться к Восточному Закавказью, южнее широты оз. Гокчи, то здесь, по мнению Бонне, в мезозойское время море также имело характер геосинклинали. Тектоника этой области еще слишком мало изучена. Высокое положение южного края Азербайджанской плиты во всяком случае не позволило складкам Даралагезской геосинклинали перекрыть эту плиту подобно Аджаро-Имеретинской зоне. Но К. Н. Паффенгольц говорит о поддвигании этих складок с юга на север под осадочную толщу Азербайджанской плиты».

Существенно иначе рисует возникновение Центрального Кавказа в пределах Горной Осетии Варданянц [63, 64], который различает здесь четыре тектонические зоны, сменяющие одна другую при движении с севера на юг: 1 — зону северных предгорий, 2 — зону северного склона, 3 и 4 — зону южного склона, подразделяемую на две подзоны. «В общей совокупности в этой части Центрального Кавказа мы имеем сочетание четырех тектонических зон. Две средние из них определяют горстообразно выжатый кверху веер глубинных складок, две остальные определяют комплексы покровных складок, расположенные симметрично по отношению к горсту, т. е. к вееру глубинных складок».

«В первые орогенические фазы, когда происходило формирование веера и его горстообразное выжимание кверху, по обе стороны Центральнокавказского орогена существовали, повидимому, почти одинаковые жесткие и симметрично погруженные плиты, чем и обусловлена первоначальная, довольно полная симметрия тектонического комплекса. В последующие же орогенические фазы, в связи, повидимому, с тем, что к этому времени полностью оформляется Куринская депрессия, Центральнокавказский ороген утрачивает свою симметрию. Как следствие этого в его южных и частью в центральных частях образуются крупнейшие разрывы и перекрытия, придающие ему в настоящее время облик несимметричного, опрокинутого к югу тектонического комплекса». «Общая ширина Центральнокавказского орогена в пределах исследованной мною части измеряется порядком 45 *км*. Выравнивая складки, дающие для сжатия коэфициент от 1,5 до 2, а также возвращая смещенные тектонические зоны и их части в исходное положение, мы получаем общий коэфициент компрессии, повидимому, не ниже 3. В зависимости от этого первоначальная ширина исследованной мною части Центральнокавказского орогена могла достигать 135 *км*».

Чрезвычайно оригинальные взгляды на возникновение структуры Кавказа высказал в самое последнее время И. Г. Кузнецов [177]. Геолог этот, основываясь на собственных наблюдениях и литературных данных, пришел к заключению, что Кавказ можно подразделить на сложный комплекс длинных и узких (3—15 *км* шириной), вытянутых по простиранию хребта глыб, которые в тече-

ние всей доступной нам для изучения истории последнего испытывали колебательные движения, причем относительные движения двух соседних глыб оказываются противоположными, встречными. Движения этих пластин представляют «диференциальные движения, сопутствующие общему поднятию или общему погружению более широких районов, на которые распадается та или иная в геологическом отношении единая область, как например Кавказ». Таких широких районов или зон И. Г. Кузнецов выделяет несколько — предкавказская равнина, северный склон хребта, южный склон, Рионско-Куринская депрессия, Аджаро-Имеретинский и Триалетский хребты.

«На эти более крупные зоны или глыбы могут и должны быть распространены те закономерности, которые установлены для более мелких составляющих их глыб. Иначе говоря, испытывают колебательные движения в целом и более крупные отмеченные глыбы; эти движения, и только они, могут объяснить стратиграфические особенности крупных зон и их тектонические соотношения».

«Подводя итоги изложенным данным и соображениям, — говорит И. Г. Кузнецов, — можно заключить, что структура Кавказа, типичной складчатой области, определяется колебательными движениями. Эти последние с необыкновенной отчетливостью устанавливаются в тех районах, где выходит на поверхность или располагается сравнительно неглубоко древний кристаллический фундамент и где на нем сохранились разного возраста осадки. В других районах, где выходы мощных складчатых комплексов юры лишь окаймляются выходами мела и третичных отложений, колебательные движения непосредственно устанавливаются редко с такой очевидностью, но они подтверждаются наблюдаемыми формами тектоники и стратиграфическими соотношениями и фациальными особенностями осадков; колебательные движения объясняют геологическую структуру Кавказа во всем ее многообразии. Несомненно, что основным фактором, обусловливающим эту последнюю, являются, как это было высказано еще раньше [Арган, 457], распространяющиеся с глубины движения жесткого кристаллического фундамента. Эти последние представляют поднятия и опускания с громадной амплитудой. В осадочной покрышке они проявляются, в зависимости от ее мощности и амплитуды и направления движения, или разрывами, или флексурообразными изогнутиями, или сложными складчатыми структурами. Последние возникают главным образом под влиянием вековых сжимающих напряжений при диференциальном движении глыб фундамента, а также вследствие сопутствующих явлений — скольжения со стороны глыб поднятых в стороны глыб ниже расположенных (отставших в поднятии или опередивших в погружении). Горизонтальных движений, которые обычно привлекаются для объяснения складчатости, в пределах верхних, покрытых осадками частей обломков фундамента, не существует, так как они оказываются несовместимыми с очевидными колебательными движениями; в противоположность последним горизонтальные движения представляют лишь плод умозаключений, сделанных для объяснения складчатости».

ПАМИРО-АЛАЙСКАЯ СИСТЕМА

Переходя к альпийским горным сооружениям Средней Азии, мы начнем обзор их с Памиро-Алайской системы. Под этим названием понимают мощную систему высочайших горных хребтов, расположенных к югу от Тянь-шаня (см. фиг. 64) [59, 134, 201, 203, 221, 237, 238, 241, 243, 263, 330, 402, 419, 430, 442, 504, 523, 541, 544]. Границу между Тянь-шанем и Памиром проводят по Алайской долине и течению р. Вахша. К югу от Алайской долины расположен Заалайский хребет, имеющий почти широтное простирание. Северный склон его сложен мезозойскими и третичными породами, а осевая полоса состоит из кристаллических сланцев. Немного западнее 72-го меридиана ось хребта погружается, и кристаллические сланцы исчезают; близ этого места начинается сложенный главным образом из мезозойских и палеогеновых пород хребет Петра I, который, загибаясь все более и более на юг и расщепляясь на ряд более низких хребтов, затухает, несколько не доходя до р. Пянджа.

К северу от хребта Петра I, продолжая направление Заалайского хребта, располагается Гиссарский хребет, состоящий в главной своей части также из кристаллических сланцев и гранитов. К западу от 68-го меридиана ось Гиссарского хребта погружается, и он слагается только мезозойскими породами; постепенно отгибаясь к югу и понижаясь, хребет затухает близ 66-го меридиана. От южного склона Гиссарского хребта отходит веерообразно целая серия невысоких хребтов, сложенных мезозойскими и третичными породами. Общее простирание их ЮЮЗ, но при этом они слабо изгибаются, принимая на юге почти меридиональное направление; наиболее крупным из этих хребтов является Кугитанг-тау. По мере движения на юг хребты эти постепенно затухают.

К югу от Заалайского хребта располагается Памир в собственном смысле этого слова, который по характеру рельефа следует подразделить на Восточный и Западный. Восточный Памир представляет чрезвычайно своеобразную страну, характеризующуюся несмотря на свою огромную высоту чрезвычайно широкими плоскими речными долинами и озерными котловинами и сравнительно узкими и острыми водораздельными хребтами. В среднем уровень речных долин лежит на огромной высоте (3500—4000 *м*), поэтому разделяющие их хребты несмотря на высоту в 5500—6000 *м* кажутся низкими; отдельные хребты (Ваханский, Мус-таг, хребет Академии наук) имеют высоту до 7000—8000 *м*. Часть хребтов (Мургабский, Памирский, Сарыкульский и др.) вытянуты по простиранию слагающих их пород, часть же (хребет Академии наук, Зулумартский и др.) являются поперечными.

Совершенно иной характер имеет Западный Памир (Бадахшан), поверхность которого расчленена на чрезвычайно высокие и трудно доступные горные хребты, идущие по простиранию (Гунтский, Шугнантский, Шахдаринский), и узкие, чрезвычайно глубокие долины. Совершенно такой же характер имеет и прилегающая с северо-запада к Западному Памиру горная страна Дарваз, сложенная чрезвычайно трудно доступными хребтами ЮЗ простирания, образован-

ными палеозоем (Язгулемский хребет, образующий границу между Памиром и Дарвазом, Ванчский, Дарвазский, Мазарские горы, Хазретишан — западная граница Дарваза).

В строении складчатых сооружений горной системы участвуют породы, начиная с докембрийских и кончая третичными; как мезозой, так и значительная нижняя часть кайнозойских отложений выражена здесь в морской фации. Этой полнотой морских отложений горные хребты системы Памира существенно отличаются от Тянь-шаня, в большей северной части которого мезозойские и кайнозойские породы представлены в виде континентальных отложений и развиты не внутри хребтов, а только в разделяющих последние долинах и обширных впадинах.

Памиро-Алайскую систему до самого последнего времени принято было с максимальной резкостью противополагать Тянь-шаню. Принято было считать, что складчатость последнего сложилась в герцинскую эпоху, тогда как памирская возникла в третичную; третичные движения по этим представлениям лишь перестроили несколько складки южных дуг Тянь-шаня и отразились на структуре последнего многочисленными расколами. В соответствии с этим принималось, что граница между Тянь-шанем и Памирскими складками образована огромным Вахшским сбросом, проходящим у северного подножья хребтов Заалайского и Петра I (Клебельсберг), или что Памирская тектоническая система надвинута с юга на Тянь-шаньскую. По указанным представлениям обе рассматриваемые системы отличаются не только временем складкообразования, но и направлением движения масс в процессе их формирования: в Тянь-шане массы двигались с севера на юг, и опрокидывание складок происходило в южном направлении, в Памире движение масс, как и опрокидывание складок, было направлено к северу; в соответствии с этим горные дуги Тянь-шаня выпуклостью обращены к югу, а дуги Памира — к северу.

В настоящий момент от этих положений приходится отказаться; с наибольшей полнотой неправильность их выявлена в работе А. Марковского [203].

Прежде всего совершенно точно выявлено, что в создании Памирской складчатости, как мы это сейчас увидим, чрезвычайно крупную роль играли вместе с альпийскими также и герцинские движения, происходившие в то же время, что и в районе Алайского хребта. Во-вторых, сравнение стратиграфии Алайского хребта и северных частей Памира показывает весьма большую их близость, что говорит о сходстве истории развития этих двух горных сооружений. В-третьих, как уже сказано было выше, герцинские складки Алайского хребта в весьма большом числе случаев опрокинуты на север, и в том же направлении происходили герцинские надвиги. В-четвертых, «данные исследований последних лет выявили значительную роль киммерийских движений в Алайской системе и на Памире. Детальные работы по изучению угленосных толщ Алайского и Туркестанского хребтов установили залегание верхнего триаса с угловым несогласием на более древних отложениях, угловое несогласие между верхним триасом и лейасом. Красноцветные толщи нижнего мела трансгрессивно перекрывают более древ-

ние отложения, срезают юру и залегают на ней местами с угловым несогласием. Аналогичную картину мы наблюдаем и в пределах северной части Памира» [203]. В-пятых, третичная складчатость, свойственная Памиру, достаточно резко проявляет себя и в Алае, где мезозойские породы являются складчатыми. Наконец, исследования последних лет показали, что единого грандиозного сброса на границе Памира и Алая, как это рисовал Клебельсберг, не существует, здесь проходит серия разломов, но последние имеются в изобилии и севернее в Тянь-шане и южнее в Памире. Таким образом резкое противопоставление двух рассматриваемых тектонических систем является неправильным; одна достаточно постепенно переходит в другую, и движения масс в Тянь-шане в значительной мере сохраняют то же направление, что и на Памире.

Тектоническая структура Памирской системы начинает выясняться для нас лишь за последние годы благодаря работам Таджикско-Памирской экспедиции.

Мы излагаем далее ее строение в основном согласно сводным работам А. Марковского [203] и Чихачева [417].

По деталям геологического строения рассматриваемую нами горную страну можно подразделить на две части. Северная может быть выделена в особую крупную тектоническую единицу под названием *заалайско-гиссарской*. Средняя часть последней слагается Заалайским хребтом, имеющим почти широтное простирание. На западе геологическим продолжением Заалайского хребта служит хребет Петра I, который в восточной части представляет единое целое и имеет ЗЮЗ простирание, а на западе расщепляется на целую систему более низких хребтов, которые, загибаясь все более к югу, под конец приобретают меридиональное направление и затухают, не доходя немного до рр. Пянджа и Аму-дарьи. На востоке продолжением Заалайского хребта служат гряды западной Кашгарии, также отгибающиеся к югу и затухающие. В общем Заалайский хребет с его продолжениями в юго-западном Таджикистане и Кашгарии образует гигантскую дугу, обращенную выпуклостью к северу и веерообразно расщепляющуюся. В средней части, в Заалайском хребте, дуга эта наиболее приподнята, и здесь наряду с мезозойскими и третичными породами развиты и палеозойские, тогда как и на западе и на востоке хребты состоят лишь из мезозойских, преимущественно верхнемеловых, и третичных пород.

К северу от хребта Петра I и его ответвлений располагается Гиссарский хребет, сложенный подобно Заалайскому в значительной степени палеозоем и также имеющий широтное простирание. В западных частях Гиссарский хребет подобно хребту Петра I слагается мезозойскими породами и разделяется на ряд сложенных мезозоем и кайнозоем хребтов (Кугитанг-тау, Баба-таг и др.), которые, постепенно загибаясь на юг и понижаясь, затухают близ Аму-дарьи.

Благодаря расщеплению западных частей хребта Петра I и Гиссарского в юго-западном Таджикистане получается система невысоких, веерообразно расходящихся к югу хребтов, которые на севере в области Гиссарского хребта и на востоке в Дарвазе ограничены высокими палеозойскими массивами; направлением послед-

них и определяется направление складок. Система эта получила в последнее время название Таджикской виргации, а вся занятая ею область известна под названием Таджикистанской депрессии. Возникновение этой депрессии относится еще к мезозою, но современный вид она получила с конца палеогена, когда с поднимающихся палеозойских массивов в нее начали сноситься колоссальные массы обломочного материала, слагающего теперь неогеновые и четвертичные отложения депрессии.

Тектоника Заалайского хребта очень сложна. Здесь развиты сильно сдавленные веерообразные складки, сильно осложненные разрывами. В Заалайском хребте надвиги, повторяясь, нередко приводят к образованию чешуйчатых структур. Плоскости надвигов здесь на севере, где складки опрокинуты к северу, падают на юг; на юге, где складки наклонены к югу, падение плоскостей северное. Кроме веерообразных, в средней части хребта имеются и лежачие складки.

В Гиссарском хребте в общем также намечается веерообразное расположение палеозойских пород, которые по южной окраине хребта надвинуты на мезозой. Огромное развитие имеют здесь разрывы с надвиганием в разные стороны.

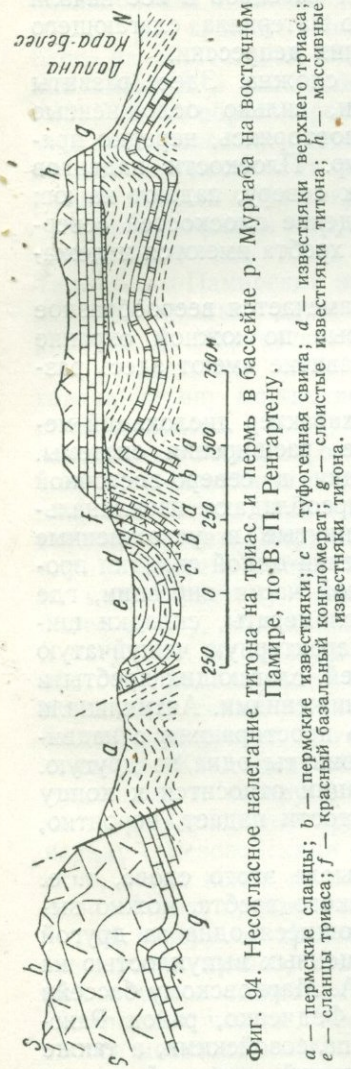
В области Таджикистанской виргации характер дислокаций меняется, причем они упрощаются по мере расширения системы. Наибольшую сложность имеют дислокации в северо-восточной части виргации, в хребте Петра I. Здесь преобладают изоклинальные веерообразные складки, часто опрокинутые и усложненные надвигами; опрокидывание даже на протяжении одной складки происходит в разные стороны. В юго-восточной части виргации, где развиты преимущественно неогеновые конгломераты, складки широки и пологи. Западные части ее имеют характерную чешуйчатую структуру; здесь мы имеем ряд антиклиналей, слагающих хребты и разделенных широкими синклинальными понижениями. Антиклинали в общем опрокинуты на ЮВ, разорваны по простираниям с надвигами на ЮВ; нередко складки бывают надвинуты одна на другую.

Начало складчатости в пределах виргации относится к концу олигоцена, но основной пароксизм складчатости падает, вероятно, на границу миоцена и плиоцена.

В пределах Памира в собственном смысле этого слова, т. е. в области, расположенной к югу от Заалайского хребта, можно выделить три тектонические зоны, располагающиеся одна за другой с севера на юг в виде огромных дуг, обращенных выпуклостью на север. В пределы северной зоны входит по А. Марковскому бассейн рр. Маркан-су, Кара-куля, район ледника Федченко, район Ранг-куля. Зона эта слагается в основном нижнепалеозойскими, а также силурийскими и девонскими породами; верхний палеозой играет подчиненную роль; мезозой и третичные отложения встречаются лишь спорадически. Палеозойские породы сильно матеморфизованы под влиянием динамометаморфизма и контактного воздействия многочисленных интрузий; на мезозойские отложения метаморфизм не распространяется.

«В строении района, — говорит Марковский, — основное значение имеет варисцийская орогения. Сложная структура палеозойских

толщ обусловлена именно этими движениями. Работами последних лет установлено наличие ряда фаз варисцийской орогении. Каледонская складчатость не доказана. Отчетливы киммерийские движения. Структуры, обусловленные альпийскими движениями, различны. Имеются сравнительно простые структуры — пологие складки, осложненные местами сбросами (центральная часть) и значительно более сложные (Ак-байтал-Музкольская зона). Разнообразные магматические породы как интрузивные, так и эффузивные в основном относятся к варисцийскому циклу. Магматические породы киммерийского возраста определенно еще не доказаны. К породам альпийского возраста относятся диабазовые разности, встречающиеся в южной части (Ак-байтал). По характеру отложений, слагающих северную зону, структуре, истории развития эта часть Памира имеет много общего с южными областями Алайской системы».



Фиг. 94. Несогласное налегание титона на триас и пермь в бассейне р. Мургаба на восточном Памире, по В. П. Ренгартену.

a — пермские сланцы; *b* — пермские известняки; *c* — туфогенная свита; *d* — известняки верхнего триаса; *e* — сланцы триаса; *f* — красный базальный конгломерат; *g* — слоистые известняки титона; *h* — массивные известняки титона.

Следующая к югу центральная зона Памира резко отличается от северной в том отношении, что главная роль в ее строении принадлежит верхнепалеозойским, триасовым и нижнеюрским породам (см. табл. IV, рис. 2). Здесь мы находим классические разрезы верхнеантраколитовых отложений, обильно охарактеризованных фораминиферами, а частично и иной фауной; мощно развит верхний триас; к числу характерных пород принадлежат мощные известняки титона и неокома («памирский известняк»).

«В разрезе отложений центральной зоны наблюдается ряд перерывов, угловых несогласий, многочисленные проявления супракрустального вулканизма. Имеются четыре вулканогенных горизонта, именно в нижней, в верхней перми, под нижней юрой и в верхней юре».

«Киммерийская орогения является основной для этой части Памира (фиг. 94). Известен ряд фаз орогенических движений этой складчатости: на границе верхнего триаса с более молодыми отложениями, на границе средней юры (байос), с более древними свитами и в верхней юре. Перерывы отложения известны в триасе, лейасе, между нижней и верхней юрой (до байоса), в верхней юре (до титона).

«Изучение альпийских движений, обусловивших складчатость верхней юры и неокома, сильно затрудняется, так как более молодых отложений, кроме небольших пятен верхнетретичных, здесь

нет. Многочисленные и разнообразные проявления вулканических процессов относятся главным образом к киммерийскому циклу и отчасти к альпийскому» [203].

Для характеристики складчатости в центральной зоне мы воспользуемся словами В. П. Ренгартена в отношении Мургаб-Истыкского района [320]. «Общий характер поздне-альпийской тектоники в Мургаб-Истыкском районе далеко не может быть назван интенсивным. Черт, свойственных геосинклинальным складчатым зонам, нет совершенно. Скорее есть сходство с германским или саксонским типом тектоники». «Ясно обрисовываются широкие пологие складки (памирских известняков), прерываемые довольно большим количеством разрывов, идущих большею частью по простиранию осей этих складок. Однако во многих случаях констатируется косое срезывание складчатых элементов этими разрывами. Крутизна падения поверхностей разрывов значительная, порядка 60—70°, причем направления наклона меняются. Пожалуй, преобладают наклоны к северу; встречаются горсты и грабены. Все же большую часть наблюдаемых разрывов необходимо связывать с пликативной дислокацией и только относительно некоторых нарушений можно думать, что они произошли в более позднюю фазу и относятся к категории радиальных движений, т. е. собственно сбросов. Даже те разрывы, которые, очевидно, связываются с образованием складок, т. е. относятся к категории надвигов, имеют крутые наклоны и при довольно значительных вертикальных амплитудах располагаются между соседними складчатыми элементами так, что нет основания предполагать наличия на глубине значительных перекрытий».

Возникновение описанных структур В. П. Ренгартен рисует себе довольно своеобразно.

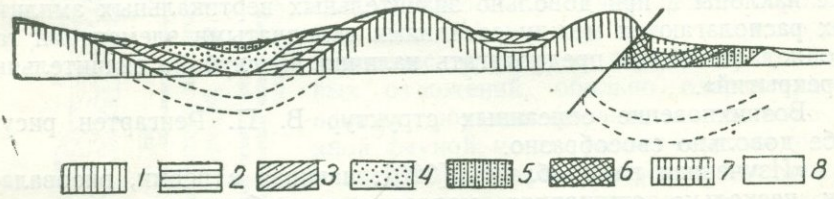
«Изученная нами область [320], начиная с перми, рисовалась как несколько опущенная, медленно прогибающаяся эластичная зона между двумя приподнятыми, жесткими зонами Ваханского и Музкольского хребтов. Это была синклинальная депрессия, почти завершившая свой седиментационный и тектонический циклы в течение мезозоя. При ширине 80—90 *км* Мургаб-Истыкская зона в периоды усиления тектонических напряжений испытывала боковое давление со стороны более приподнятых жестких масс. В этом можно видеть причину, почему складчатость и разрывы так непостоянны по своим направлениям и не обнаруживают перемещения масс в какую-нибудь одну сторону».

Третья, южная, тектоническая зона Памира обнимает юго-западную часть последнего — бассейны рр. Гунта, Шах-дары, Памирский и Ваханский хребты. Она сложена толщей чрезвычайно сильно метаморфизованных пород: гнейсов, кристаллических сланцев и мраморов с большим количеством интрузивных и жильных тел. Возраст кристаллической серии еще совершенно неясен; ее считали ранее за докембрийскую, но находки в мраморах обломков раковин замковых брахиопод показывают, что по крайней мере часть метаморфизованных осадочных пород имеет более молодой возраст. Часть гранитов, входящих в состав серии, оказываются довольно молодыми, так как обнаружено, что они прорывают триас. «Строе

ние кристаллической толщи южного Памира, говорит Марковский [203], при свете современных данных представляется исключительно сложным. Здесь наблюдаются сложные изоклинальные складки, большие горизонтальные смещения. В настоящее время еще не представляется возможным говорить, какими именно орогеническими движениями обусловлена эта структура. Метаморфические толщи в некоторых местах покрываются с угловым несогласием только третичными конгломератами, залегающими сравнительно спокойно».

КОПЕТ-ДАГ, БОЛЬШОЙ И МАЛЫЙ БАЛХАН

Аму-дарья, к которой подходят, затухая, северные дуги Памирской системы, служит границей СССР. Далее к югу горные хребты долгое время держатся в пределах Афганистана и Персии. Здесь южные дуги Памира переходят в систему Гиндукуша, которая, образуя гигантскую дугу, обращенную выпуклостью на юг, подходит к советской границе в виде хребта Копет-дага [2, 6, 49, 190, 244, 269, 270, 271, 272, 290]. На большей части протяжения Копет-дага в пределы СССР входит только узкая полоса его северного склона, но у западного окончания хребта граница отступает несколько к югу, и в соответствии с этим горная полоса в наших пределах значительно расширяется.



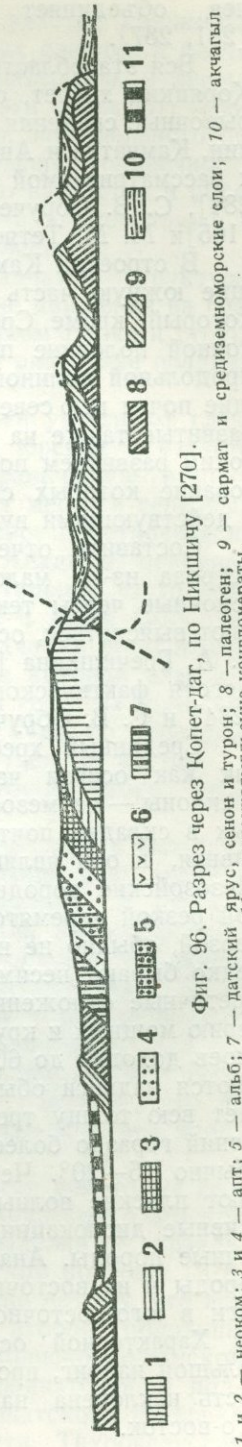
Фиг. 95. Разрез через Копет-даг, по Никшичу [269].

1 и *2* — неоком; *3* и *4* — апт; *5* — альб; *6* — сеноман; *7* — датский ярус, сенон, турон; *8* — пролювиальные отложения.

В строении Копет-дага участвуют меловые и третичные отложения, вплоть до верхнего плиоцена, который является энергично дислоцированным. Тектоника советской части хребта несложна (фиг. 95 и 96). Она состоит из системы брахисинклинальных и брахиантиклинальных складок, длинные оси которых вытянуты согласно с общим простиранием хребта на ЗСЗ. Принято думать, что Копет-даг целиком опрокинут на север, но это еще совершенно не доказано. Действительно, окраинные складки, расположенные поблизости от Туркменской впадины, имеют обычно резко несимметричное строение. Южные крылья их пологи, северные же круты, нередко наблюдается опрокидывание антиклиналей к северу, сопровождаемое надвиганием южных крыльев на северные с разрывом сплошности слоев. По мере движения на юг, однако, несимметричность складок сглаживается, и близ границы Ирана они являются обычно прямыми; иногда здесь даже наблюдаются складки с более крутыми южными крыльями. Таким образом говорить об опрокидывании хребта на север пока еще нельзя.

На меридиане Кызыл-Арвата структура Копет-дага резко меняется, и хребет распадается на пучок брахиантиклинальных складок, которые получают ЮЗ простирание и постепенно затухают в этом направлении. К этой системе брахиантиклиналей принадлежит между прочим и хребет Малый Балхан. То же ЮЗ простирание имеют небольшие антиклинальные складки верхнеплиоценовых пород, расположенные к югу от Красноводского залива среди равнины, сложенной новейшими каспийскими отложениями (Нефтяная гора и др.) [345], а также антиклиналь на о. Челекен к югу от Красноводска, в строении которой принимают участие и более древние горизонты третичных отложений [73].

Все эти факты указывают, что Копет-даг восточнее меридиана Кызыл-Арвата отгибается к юго-западу и затухает. Между тем, продолжая его основное ЗСЗ простирание дальше на запад, мы на южном берегу Красноводского полуострова встречаем хребет Большой Балхан, представляющий несимметричную антиклинальную складку с крутым северным крылом, ядро которой состоит из юрских, а крылья — из меловых [7, 66, 69, 107] пород; еще дальше идет хребет Куба-даг. У Красноводска, кроме того, имеются выходы изверженных пород, именно порфиритов и диоритов (Шах-адам и Кара-даг). Так как плиоценовые (акчагыльские) породы не участвуют в дислокациях, то можно думать, что образование хребта относится к более раннему времени, нежели образование Копет-дага.



Фиг. 96. Разрез через Копет-даг, по Никшичу [270].

1 и *2* — неоком; *3* и *4* — апт; *5* — альб; *7* — датский ярус, сенон и турон; *8* — палеоген; *9* — сармат и средиземноморские слои; *10* — акчагыл *11* — надакчагыльские конгломераты.

КАМЧАТСКО-КОРЯЦКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ И САХАЛИН

Чтобы закончить обзор третичных складчатых сооружений СССР, нам остается сказать несколько слов относительно полосы молодой складчатости, которая на Дальнем Востоке сопровождает побережье Тихого океана. В состав этой полосы входят Сахалин, часть Охотского побережья к северу от Охотска, Камчатка и так называемый Коряцкий хребет, располагающийся севернее Камчатки между Беринговым морем на юго-востоке и р. Пенжиной и бассейном р. Анадыря на северо-западе. Систему складчатых сооружений Камчатки и Коряцкого хребта С. В. Обру-

чев объединяет под названием Камчатско-Коряцкой дуги [281, 287].

Вся эта область еще чрезвычайно мало изучена, в особенности Коряцкий хребет, относительно которого имеются лишь очень отрывочные сведения [65, 170, 287]; несколько лучше известны Сахалин, Камчатка и Анадырский край. Из сводных, обобщающих работ к рассматриваемой области касаются работы В. А. Обручева [279, 284], С. В. Обручева [287], П. Н. Кропоткина и Е. Т. Шаталова [165] и М. М. Тетяева [376].

В строении Камчатки участвуют палеозойские породы, слагающие южную часть так называемого Срединного хребта, мезозой, который, кроме Срединного хребта, широко распространен в восточной половине полуострова, отделенной от Срединного хребта продольной долиной р. Камчатки, и третичные отложения, слагающие почти всю северо-западную часть Камчатки и в меньшей степени развитые также на юго-восточном ее побережьи. Чрезвычайно широким развитием пользуются новейшие изверженные породы, образование которых связано частью с уже потухшими, частью же с действующими вулканами.

Составить отчетливое представление о структуре всего полуострова из-за малой исследованности его еще невозможно, но основные черты тектоники большей, южной, части его уже начинают выясняться, особенно благодаря работам Б. Ф. Дьякова [119], Л. А. Гречишкина [101] и А. В. Щербакова [432]. Сводку имеющегося фактического материала можно найти у В. А. Обручева [284] и С. В. Обручева [287].

Срединный хребет в общем имеет антиклинальное строение, так как осевая часть его составлена из палеозойских пород, а склоны — из мезозойских. Дислокация палеозойских пород, смятых в складки почти меридионального простирания, весьма интенсивная, и они являются достаточно сильно метаморфизованными. Мезозойские породы дислоцированы значительно слабее, и в них той резкой перемятости и плойчатости, которая характеризует палеозой, обычно не наблюдается. Простирание складок, которые нередко бывают несимметричными, также близко к меридиональному. Третичные отложения западного побережья полуострова образуют серию мощных и крутых складок, в которых падение более древних слоев доходит до 60—80°; простирание ССВ и СВ. Нередко встречаются надвиги обычно с запада на восток. Дислокация захватывает всю толщу третичных пород, но складки плиоценовых отложений гораздо более пологи, чем более древних, с углами падения обычно 15—20°. Четвертичные породы местами также обнаруживают плоские волны. Наряду с пликативными развиты и дизъюнктивные дислокации, причем сбросы часто рассекают и послетретичные породы. Аналогично описанному дислоцированы третичные породы и на восточном побережьи. Здесь часто наблюдаются надвиги в юго-восточном направлении.

Характерной особенностью восточного побережья является большой надвиг, прослеженный почти на 200 *км*; надвиговая плоскость наклонена на северо-запад; движение масс направлено на юго-восток.

В строении Коряцкого хребта главное участие принимают верхнемеловые породы, состоящие из кремнистых сланцев и песчаников с примесью вулканического туфового материала, и весьма мощная толща третичных песчаников. Породы эти образуют, повидимому, ряд мощных складок северо-восточного, параллельного берегу Берингова моря направления, которые у северной оконечности хребта, севернее м. Наварин поворачивают прямо на восток и обрезаются морем. Большую роль в строении хребта играют также и дизъюнктивные — сбросовые и надвиговые дислокации.

Наиболее важную роль в создании складчатой структуры хребта имели по М. П. Кудрявцеву тектонические движения на границе палеогена и неогена, определившие в основном также и структуру Камчатки. Кроме того, имел место и целый ряд более поздних дислокаций.

В бассейне р. Анадыря [121] в складчатости участвуют главным образом мезозойские породы, начиная с юрских и отчасти триасовых отложений, которые имеют лишь ограниченное распространение. В противоположность тому, что имеет место в северных частях Коряцкого хребта, где складки меняют свое простирание из северо-восточного на широтное, в бассейне р. Анадыря, особенно в сенонских и палеогеновых породах СВ простирания часто сменяются по Б. Н. Елисееву на меридиональные и даже ССЗ. Таким образом в северных частях третичных складчатых сооружений как будто намечается виргация складок, внутри которой располагается впадина Анадырского лимана. У северной границы зоны, которая еще почти совсем не изучена, складки, судя по строению Чукотского полуострова, должны также отгибаться на восток.

По вопросу о возрасте дислокаций Анадырского края Б. Н. Елисеев говорит следующее.

«Наиболее древняя тектоническая фаза запечатлена в складках юры и нижнего валанжина, имеющих СВ простирание, и по времени соответствует перерыву между нижним валанжином и альбом. В следующую, вторую, тектоническую фазу были дислоцированы альбские, сеноманские и туронские слои в направлении, подчиненном предшествовавшей фазе... Третью тектоническую фазу более отчетливо можно наметить в конце палеоцена и в начале эоцена. Этой фазе свойственно меридиональное с отклонением к ССЗ направление складчатости. Четвертая фаза орогенеза может быть грубо намечена в конце третичной эпохи, но несомненно, что по аналогии с Камчаткой и Анадырский край испытывал в эту эпоху несколько фаз складчатости».

Тихоокеанскую область третичной складчатости некоторые геологи, следуя М. М. Тетяеву, объединяют с Верхоянско-Колымской и Чукотской системами мезозойских складок, выделяя ее, правда, в некоторых случаях в виде особой периферической подзоны [376, 165]. Согласиться с таким положением невозможно потому, что вся история тихоокеанской полосы, начиная со второй половины нижнего мела, резко отличается от истории Верхоянско-Колымской и Чукотской областей. После нижнемеловой складчатости и поднятий две последние области вошли в состав Азиатского материка и не подвергались уже интенсивной складчатости. Тихоокеанская

складчатая зона, наоборот, начиная с альба, превратилась в геосинклинальную область с интенсивным накоплением осадков и весьма интенсивной вулканической деятельностью, и в третичном периоде пережила мощные складкообразующие движения.

Нам остается сказать несколько слов о тектонике о. Сахалина. Остров этот несет два меридиональных хребта — Западный и Восточный, которые отделены один от другого продольной долиной, частично занятой течением рр. Поронай и Тым. Западный хребет, оканчивающийся на севере у залива Сахалинского, сложен почти исключительно третичными породами; лишь на юге, близ государственной границы, в его пределах выходит на поверхность и палеозой. Восточный хребет, продолжающийся до северной оконечности острова, на полуострове Шмидта, построен более сложно. В южной части его большим распространением пользуются палеозойские, меловые и палеогеновые породы. В средней части вследствие погружения осей складок хребет слагается исключительно неогеном, но на полуострове Шмидта вновь появляются на поверхность палеоген и мел.

Простирание складок приблизительно совпадает с направлением обоих хребтов, т. е. имеет меридиональное направление. Повидимому, часто складки бывают опрокинуты на восток, и в том же направлении происходят надвиги. Широким развитием пользуются на Сахалине молодые сбросы.

И. Б. Плешаков [304], основываясь на последних исследованиях в Сахалинско-Камчатской области, выделяет для нее шесть фаз альпийской складчатости: 1) между мелом и палеогеном, 2) между олигоценом и миоценом, 3) между средним и верхним миоценом, 4) в верхнем плиоцене, 5) между плиоценом и плейстоценом, 6) в плейстоцене. Дислокации последней (Охотской) фазы «создали, вероятно, современный рельеф не только Сахалинско-Камчатской области, но также и смежных стран по побережью Тихого океана. С охотской фазой складчатости связано интенсивное проявление вулканизма на Камчатке с излиянием андезитов и базальтов. Эта вулканическая деятельность не прекратилась и поныне. В верхнем плейстоцене происходили частые эпейрогенические колебания, фиксировавшиеся многочисленными террасами. С верхнечетвертичного времени и доныне происходит эпейрогеническое опускание области, о чем свидетельствует заполнение морем эрозионного рельефа, с образованием в его отрицательных формах морских заливов, бухт, фиордов, лиманов и эстуариев, интенсивная абразия и быстрое отступание коренных берегов суши, обусловливающие их крутообрывистый характер, и много других фактов».

ТРЕТИЧНЫЕ СКЛАДЧАТЫЕ СООРУЖЕНИЯ ЗАРУБЕЖНЫХ ЧАСТЕЙ ЕВРАЗИИ

Третичные складчатые сооружения южной окраины СССР, которые были рассмотрены нами выше, представляют лишь относительно узкую северную окраинную полосу Альпийско-Гималайской системы складчатых горных сооружений, которая протягивается в широтном направлении через весь Евразиатский материк.

Нам необходимо теперь попытаться, хотя бы в самых общих чертах, ознакомиться со строением этой системы в целом. Приходится иметь в виду, что степень изученности различных частей системы резко различна. В Западной Европе Альпийская система достаточно хорошо, а в некоторых участках и прекрасно изучена, но в отношении Малой Азии, Ирана, Афганистана, Тибета и частично Индокитая у нас имеются только очень скудные и отрывочные сведения. Поэтому тектонические схемы, имеющиеся в литературе относительно этой восточной половины системы, по существу являются еще очень мало обоснованными и в значительной степени представляют механический перенос на Азию тех соотношений, которые выяснены для Западной Евразии.

Альпийская система Западной Европы

На строении Альпийской системы Западной Европы нам нет необходимости останавливаться подробно, и мы ограничимся здесь самыми краткими сведениями, которые могут понадобиться нам в дальнейшем, основываясь главным образом на работах Кобера [506] и Борна [468, 466].

Борн дает следующую общую краткую характеристику альпийской системы Западной Европы.

«К системе альпийских складчатых сооружений принадлежат средиземноморские горные цепи: Пиренеи, Бетийские Кордильеры южной Испании, складчатые горы Северной Африки, Апеннины, Сардиния и Корсика, Альпы, Карпаты, Балканы, Динарские горы, Пелопоннес.

«Общим для этих складчатых горных сооружений является то, что они связаны с существованием в прошлом огромной широтной геосинклинали Тетиса, которая существовала по меньшей мере с пермского времени в южной Европе и Северной Африке, т. е. в Средиземноморской области. Далее, общим признаком этих горных сооружений при всей их разнородности служит возраст орогенических движений, которые совершались с киммерийского времени и до настоящего момента. Общим является, по крайней мере в широком смысле, материал, что следует из возникновения складчатой структуры из одной геосинклинали. Наконец, по крайней мере для очень больших участков этой складчатой горной системы, имеется общий стиль строения. Можно считать доказанным, что для очень больших участков системы характерным является тот тип покровного строения, надвигов колоссальных пакетов слоев, который является столь характерным для Западных Альп.

«Основным стилем построения системы является двусторонность в направлении движения масс. Отчетливо проявляется эта двусторонность в Восточных Альпах или Пиренеях. В этих орогенах северная часть надвинута на север, а южная — на юг. Таким образом в орогене можно различить два ствола с различным направлением движения. Стволы эти могут непосредственно граничить друг с другом, или же они отделяются один от другого древними жесткими массивами, при данном орогенезе оставшимися устойчивыми; тогда стволы являются самостоятельными горными кряжами.

«Так, у восточного конца Восточных Альп паннонская масса подразделяет систему на отдельные стволы Карпат и Динарид. В обоих стволах движение масс при складчатости направлено от паннонской массы. Этот случай так называемых промежуточных или срединных массивов (Zwischengebirge) является вообще характерным для орогенеза.

«В европейской Средиземноморской области в срединных массивах появляется варисцийский фундамент Тетиса, который показывает, что эта область альпийской складчатости пережила уже герцинский орогенез. Этот варисцийский фундамент появляется не только в срединных массивах; он во многих случаях оказывается выжатым и в пределах самых стволов, как например автохтонные массивы Западных Альп.

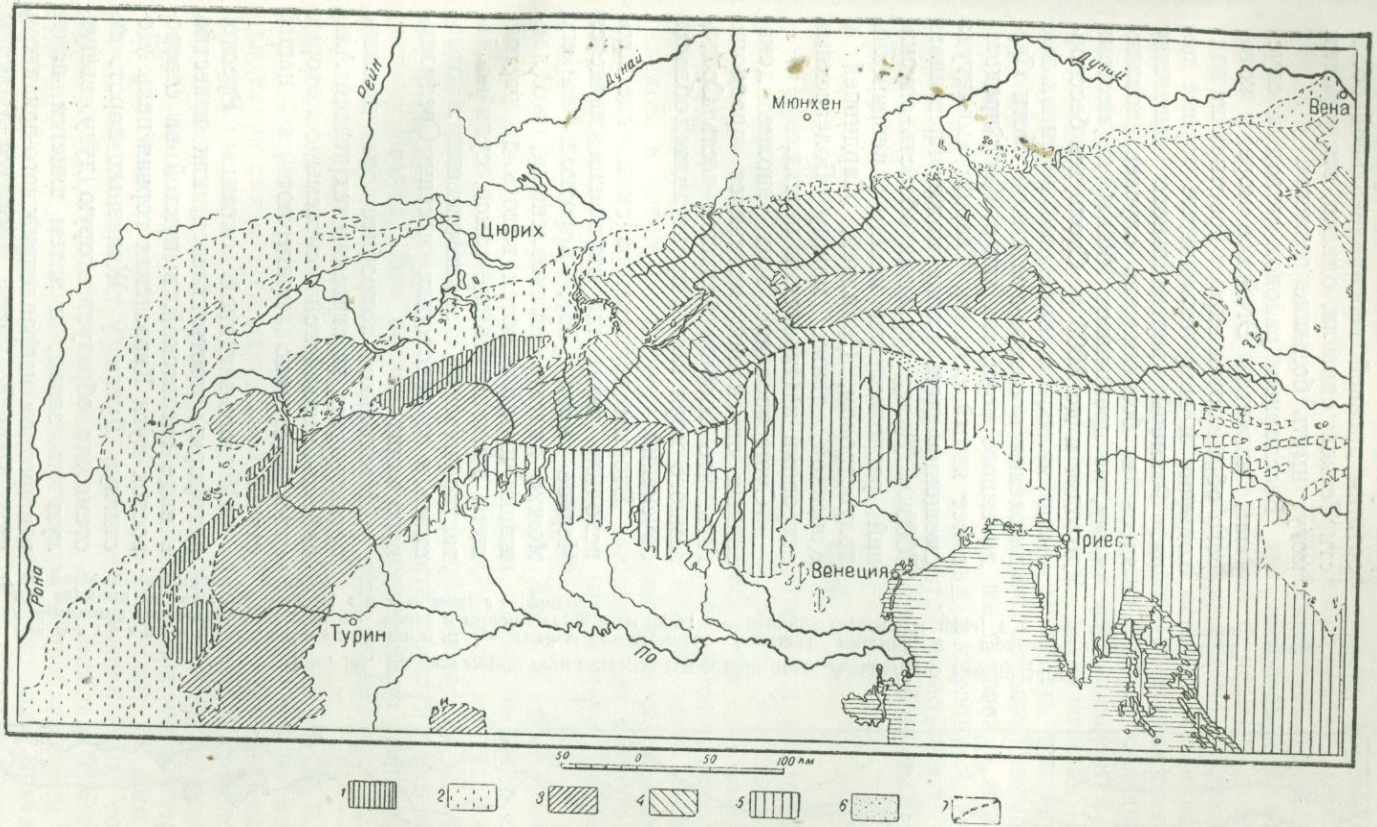
«С другой стороны, при складчатости участки варисцийского фундамента в ряде случаев были срезаны и увлечены в виде покровов. Эти явления еще более увеличивают сложность и разнородность альпийских складчатых образований.

«Сложность орогенеза далее увеличивается тем, что процесс складчатости не представляет единого акта. Поскольку в настоящее время возможен обзор области распространения в Альпах отдельных и весьма многочисленных орогенических фаз, выясняется, что едва ли одна из них одновременно охватывает всю область Альп. Скорее мы видим неправильное и изменчивое распределение районов их проявления. Таким образом кажущееся в настоящее время столь однородным тело Альп сложилось под влиянием большого числа отдельных орогенических актов».

Для пояснения сказанного мы приведем некоторые схематические рисунки (фиг. 97 и 98).

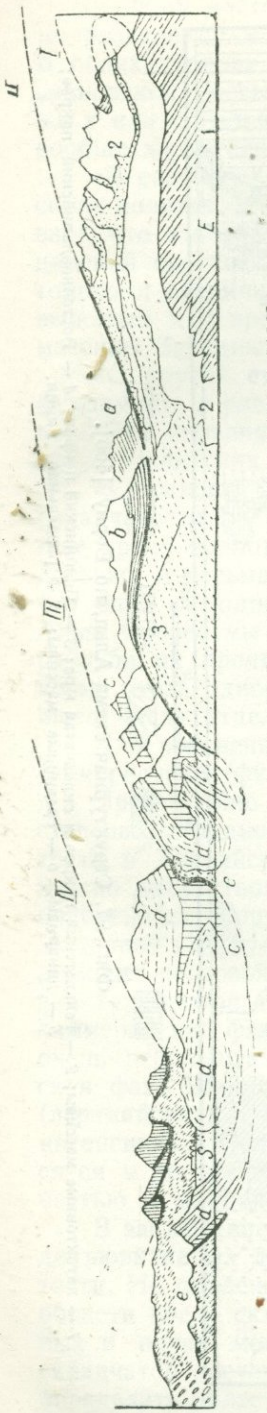
Чрезвычайно сильная дислокация и метаморфизм в высшей степени затрудняют разрешение вопроса о каледонской складчатости в Альпийской системе. В районе Восточных Альп она возможно отсутствовала, но для Испании, именно для Каталонских прибрежных сооружений, существование каледонских складчатых движений как будто является доказанным. Почти повсеместно, где выходит палеозойское основание системы, легко убедиться в наличии герцинской складчатости. Из мезозойских эпох складчатости киммерийские фазы играли в Альпийской системе Западной Европы очень небольшую роль, но среднемеловая складчатость (австрийская фаза Штилле) и складчатость на границе мела и палеогена (ларамийская) в области Восточных Альп и Динарид были очень интенсивны. Основные альпийские складчатые дислокации относятся к третичному периоду и имели место частью в олигоцене, частью в миоцене и частью, наконец, в плиоцене.

В заключение необходимо сказать несколько слов относительно дизъюнктивных дислокаций в пределах области третичной складчатости. Не подлежит никакому сомнению, что в Средиземноморской области после складчатости имело место образование многочисленных и очень мощных сбросов, по которым отдельные участки складчатой системы опустились на очень большую глубину. Точно определить области опускания в районе современного Средиземного моря очень трудно, так как не исключена возможность, что некото-



Фиг. 97. Структурная схема Альп, по Борну [466].

1 — автохтонные массивы; *2* — гельветский покров и складчатая юра; *3* — Пеннинский покров; *4* — Восточноальпийский покров; *5* — динариды; *6* — срединные массивы; *7* — раздельная линия.



Фиг. 98. Разрез через гельветские известняковые Альпы, по Борну [466].

I — Автохтонные образования: *1* — гнейсы автохтонного Аарского массива; *2* — юра; *3* — нижнетретичный флиш.
II — нижний гельветский покров: *a* — триас и нижние горизонты юры; *b* — верхние горизонты юры; *c* и *d* — мел; *e* — флиш.
III — верхний гельветский покров: *c* и *d* — мел; *e* — флиш.
IV — восточноальпийский покров.

рые участки последнего представляют остатки древней геосинклинальной области Тетиса; едва ли, однако, эти участки могут иметь большие размеры.

Бесспорным районом молодых опусканий является Эгейское море, у которого обрываются вкрест простирания подходящие к нему складчатые горные цепи. Размеры вертикального смещения здесь в большинстве случаев, повидимому, не превышают 1000 *м*, но местами доходят и до 3000 *м*. Столь же бесспорными являются новейшие вертикальные движения в северо-восточной части Средиземного моря, так как о. Кипр представляет явный осколок Таврид; амплитуда смещения здесь также может превышать 3000 *м*. Далее огромная область опусканий располагается между Апеннинским полуостровом, Сицилией, Сардинией и Корсикой, также между Балеарскими островами и Пиренеями и т. д.

Существование этих вполне доказанных опусканий заставляет предполагать, что вообще большая часть Средиземного моря также представляет область опусканий.

Вторым крупным районом, где происходили такие же опускания, является Черное море [36]; в отношении его можно считать установленным, что движения продолжаются вплоть до настоящего времени. То же самое, судя по катастрофическим землетрясениям, относится и к некоторым частям Средиземного моря.

Несколько подробнее мы должны остановиться на строении тех частей Альпийско-Гималайской системы, которые непосредственно прилегают к нашей стране.

У юго-западной окраины Русской платформы протягивается, как известно, в виде гигантской, выпуклой на северовосток дуги Карпатская горная цепь. Достигнув Дуная у Железных ворот, система эта образует вторую дугу, выпуклую на запад, и затем тянется почти в широтном направлении к юго-западному углу Черного моря, образуя Балканы. Карпаты и Балканы имеют очень отчет-

ливо выраженное покровное строение, при образовании которого движения масс в надвигах совершались в сторону форланда, т. е. в Карпатах последовательно к северу, северо-востоку, востоку и югу, а в Балканах к северу. Внутри Карпатской дуги, на месте Венгерской низменности, располагается так называемая Паннонская срединная масса; складчатый фундамент последней, судя по отдельным выступам его, состоит из сильно дислоцированных палеозойских и мезозойских пород, а покров, одевающий этот фундамент, — из палеогеновых, неогеновых и четвертичных отложений, которые обнаруживают лишь очень слабую складчатость, резко усиливающуюся только по окраинам возвышенностей.

К юго-западу от Паннонской глыбы располагается южная ветвь Альпийской складчатой системы — динариды, имеющие подобно Альпам и Карпатам зональное строение, обусловленное частью фациальными изменениями пород, частью же покровами, движение которых направлено на юго-запад и запад в сторону Адриатического моря. От Балкан динариды отделяются палеозойским массивом Родопы, который, по существующим представлениям, продолжается в Азию, в район Мизии.

Малая Азия и Иран

Переходя в Малую Азию, мы легко находим в ней продолжение динарид. Они прослеживаются по островам Эгейского моря, где в теле этой складчатой системы обособляется еще один древний массив — Кикладский, находящий себе продолжение в Лидийско-Карийском массиве Малой Азии. Южная ветвь динарских складок, в которой движение покровов направлены на юг, через Крит и Родос достигает Малой Азии, где переходит в новую складчатую систему таврид; северная ветвь переходит в Азию близ Смирны, к северу от Лидийского массива.

Дуги таврид, окаймляя с юга Малую Азию, в своей восточной части соприкасаются уже с выступающим далеко на север клином Аравийского докембрийского щита. Обойдя этот выступ, складки южного ствола Альпийской системы направляются на юго-восток вдоль восточной окраины Аравийского щита, образуя здесь горную систему иранид. Эти последние имеют совершенно типичное покровное строение с тем же движением масс на юго-восток, которое характерно для динарид.

«В зоне покровов Эльвенд-Исфагань-Нирис, говорит В. В. Меннер [34], метаморфизованный палеозой, мезозой и нижнетретичные отложения смяты в складки, залегающие в виде ряда покровов, надвинутых к юго-западу на миоценовые отложения. Еще более молодые движения наблюдаются в полосе, обрамляющей покровную зону с юго-запада, где интенсивно дислоцированы и верхнетретичные отложения, слагающие здесь серию выпуклых на юго-запад рядов асимметричных брахиантиклиналей, осложненных солевой тектоникой. Интенсивность дислокаций в этих складках постепенно уменьшается с северо-востока на юго-запад с приближением к Сирабийской платформе. На северо-западе относительно правильное зональное строение иранид утрачивается, и в области восточного Тавра сильно дислоцированные и разбитые древние массивы цен-

тральной массы Средней Азии, о которых будет речь ниже, непосредственно приходят в соприкосновение с северным краем Сирабийской глыбы, совершенно раздавливая пояс типичной альпийской складчатости. Далее на запад, при общем расширении захваченной третичной складчатостью области, снова появляются в Оманских горах и надвинутых на юг цепях Кипра аналоги надвиговой полосы Ирана, но большая ее часть здесь опущена под воды Средиземного моря.

«К северу от описанной полосы энергичной молодой складчатости, слагающейся из системы таврид и иранид, располагается обширная область, обнимающая почти всю Малую Азию и Центральный Иран, где складчатость третичного возраста проявляется относительно очень слабо. К сожалению, геологическое строение этого района известно еще очень плохо. Характерной чертой рельефа этой области является наличие обширных пустынных бессточных впадин, как например Ликаонская в Турции и Даштикевир и Дашти-лют в Иране, которые выполнены или совершенно спокойно залегающими, или же слабо относительно дислоцированными олигоценовыми и верхнетретичными отложениями, преимущественно континентального происхождения. Котловины эти подразделены возвышенностями и целыми горными массивами, состоящими из сильно дислоцированных палеозойских и юрских пород. Меловые отложения и особенно верхний мел, а также палеоген дислоцированы обычно гораздо слабее, и в некоторых районах они залегают почти совершенно горизонтально. Все указывает на то, что мы в рассматриваемой области имеем перед собой обширную срединную массу; последняя, судя по всему, состоит из серии древних палеозойских и мезозойских складчатых массивов, между которыми местами включены неширокие полосы молодой третичной складчатости. В пределах массивов третичные породы, образующие верхний покров, также местами обнаруживают складчатость, но обычно лишь слабо выраженную».

Выше мы проследили ход южной ветви Альпийской горной системы и могли убедиться, что она от динарид и почти до Гималаев, которые сменяют на востоке описанные покровно-складчатые сооружения иранид, представляет, повидимому, действительно единое тектоническое целое, построенное в основном по одному и тому же плану. Нам нужно теперь выяснить, каким образом располагаются к северу от Малоазиатско-Иранской срединной массы горные сооружения, которые следует рассматривать как продолжение северной ветви Альпийского орогена, или, иными словами, как продолжение Карпатско-Балканской дуги. Следует подчеркнуть, что вопрос этот отнюдь не является таким простым, как это недавно казалось, и в настоящее время мы скорее можем его только поставить, чем решить.

В восточных Балканах у Черного моря складчатость, повидимому, постепенно ослабляется, и намечается виргация. В последнее время принимают, что продолжением Балкан служат Северноанатолийские горные цепи, которые на востоке переходят в выпуклые к северу складчатые горные дуги Армении; продолжением последних принято считать хребет Эльбурс, протягивающийся в виде вы

пуклой к югу дуги по южному побережью Каспийского моря; на востоке Эльбурс должен сочленятся с Копет-дагом. В складчатой зоне Армении мощные надвиги направлены на север, в то время как в Эльбурсе А. М. Овчинников предполагает движение масс с севера на юг.

Складки северной Анатолии, Армении и Эльбурса относятся, повидимому, к южной ветви виргации Балкан, о которой было упомянуто выше. Северная ветвь виргации, вероятно, представлена Крымскими горами и Главным Кавказским хребтом, если только правильны предположения М. В. Муратова о принадлежности Крымских гор к одной системе с Балканскими. Если это правильно, то глубоководная часть Черного моря, Рионско-Куринская депрессия с прилежащими к ней с юга участками Азербайджана и южная глубоководная часть Каспийского моря представляют своего рода срединный массив, части которого опустились на большую глубину.

С приближением к Памиру и Гималаям Малоазиатско-Иранская срединная масса, повидимому, выклинивается, и обе ветви Альпийской системы сходятся вместе.

Каракорум, Гималаи и Индокитай

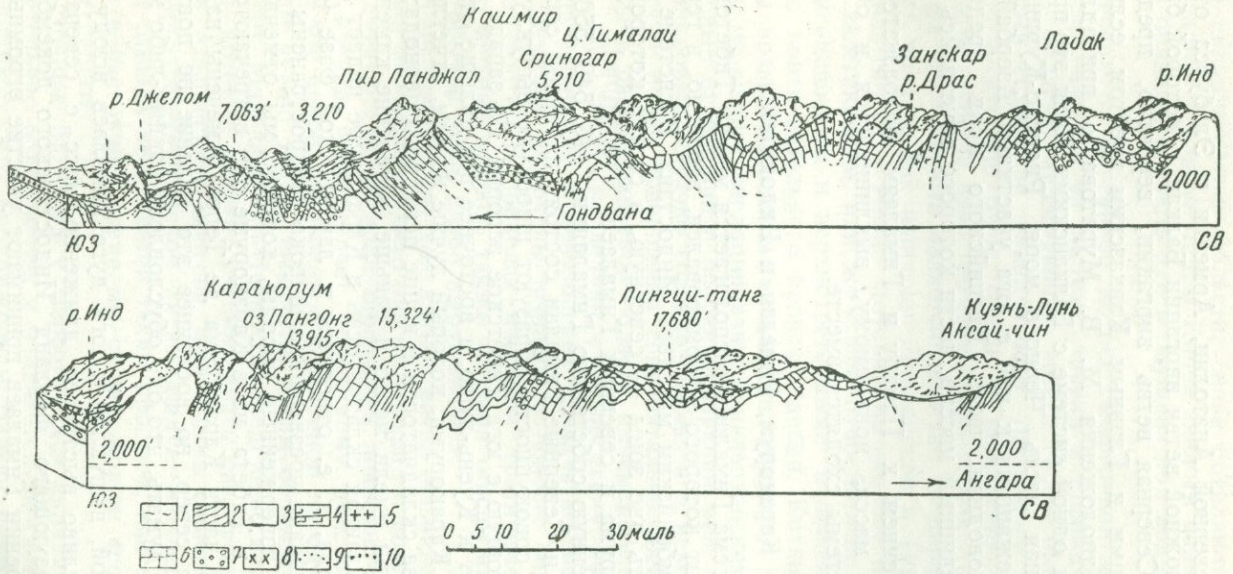
Горная система Гималаев располагается между Тибетом, складчатый фундамент которого сформировался, вероятно, в герцинский период, и докембрийским массивом Индостана. В системе этой мы можем различить две зоны — северную, в состав которой входят система Каракорума и северных Гималаев (Transhimala), и южную, представленную собственно Гималаями [446, 549, 550, 554].

Каракорум и Северные Гималаи состоят из целой серии хребтов, которые в совокупности образуют широкую, выпуклую на юг дугу, опоясывающую с юга Тибетское нагорье. На западе дуга эта тесно примыкает к Куень-луню, а восточнее все дальше отходит от него. В области Каракорума, который лучше изучен, отчетливо устанавливается фаза складчатости в конце пермского периода; повидимому, дислокации имели место и раньше, в течение каменноугольного периода. Главная складчатость в Каракоруме падает на конец мелового периода, т. е. относится к ларамийской фазе (фиг. 99).

В Трансгималаях чрезвычайно широко распространены те молодые третичные изверженные породы, которые мы отмечали ранее для Куень-луня и Тибета, но в Каракоруме они встречаются редко.

В западной части Каракорума де Терра отмечены надвиги по направлению на север, но восточнее это явление не повторяется, поэтому можно думать, что оно обусловлено какими-либо местными причинами.

В гигантской, выпуклой к югу дуге Гималаев всюду уже совершенно отчетливо выступает движение масс с севера на юг, в сторону образующего форланд Индостанского докембрийского массива. В строении Гималаев принимают участие огромные толщи пород, начиная от докембрийских и кончая верхнетретичными в предгорьях, на юге. В толще этой различают два основных комплекса пород, разделенных повсеместно более или менее ярко выра-



Фиг. 99. Блокдиаграмма — разрез северо-западных Гималаев и Каракорума, по де Терра [549].

1 — гнейсы; *2* — древний палеозой; *3* — гранит; *4* — свита гондвана (пермь); *5* — верхнепалеозойские вулканические породы; *6* — отложения Тетиса (нижняя пермь — мел); *7* — флиш и формация Мерри (красная свита Каракорума); *8* — эффузивные породы мела — эоцена; *9* — третичные сиваликские отложения; *10* — плейстоцен.

женными проявлениями несогласия. Нижняя из этих групп обнимает палеозой до нижнего карбона включительно, верхняя же включает среднюю и верхнюю пермь, мезозой и кайнозой. Складчатые движения, обусловившие появление несогласий между группами, происходили согласно указаниям де Терра [549] на границе нижнего и верхнего карбона и на границе нижней и средней перми.

В эпоху образования второй, верхней, группы в мезозое местная складчатость, согласно тому же автору, происходила на границе триаса и юры, в нижнем мелу и на границе мела и эоцена. На олигоцен в Гималаях падает вторая эпоха повсеместной интенсивной складчатости и на верхний плиоцен — третья; кроме того, достаточно широко, повидимому, были распространены складчатые движения в среднем миоцене. Третичные движения сопровождались огромными интрузиями гранитов.

Восточный конец Гималайской системы лежит в области горного узла Юннана, к которому сходятся, кроме того, складки палеозойского фундамента Тибета и мезозойские складчатые сооружения бассейна р. Ян-цзы-цзяна. На юг от этого узла отходят две полосы складчатых сооружений, разделенных древним массивом Индокитая; возраст складчатости западной из этих ветвей третичный, так что она представляет продолжение Альпийско-Гималайской системы, тогда как возраст восточной — мезозойский.

Полоса третичной складчатости в пределах Индокитайского полуострова включает горные цепи Аракан-иома и Пегу-иома. С материка третичные складчатые сооружения переходят на оо. Андаманские, Никобарские, большую юго-западную часть Суматры, на Яву и на расположенную к востоку от последней полосу островов от Бали до Аллора. До последнего пункта рассматриваемая складчатая полоса образует гигантскую правильную дугу, обращенную выпуклостью на юго-запад. От Аллора складки, а вместе с ними и ряды островов начинают заворачивать на северо-восток, образуя крутые дуги, выпуклые на восток, и через острова Юго-восточные, Серан, Буру и др. продолжаются на Целебес. В пределах последнего опять происходят резкие дугообразные изгибы, обращенные выпуклостью уже на запад. Мы видим здесь одну из самых замечательных картин резких поворотов и почти спирального закручивания складчатых сооружений, какая только имеется на земном шаре.

Строение рассматриваемых горных сооружений очень сложно и еще очень мало разъяснено. Складкообразовательные движения совершались здесь неоднократно и, кроме новокиммерийских, известны ларамийские (в конце мелового периода) и третичные до миоцена включительно. С ларамийскими движениями, как и с новокиммерийскими, связываются мощные интрузии гранитной магмы.

Считается прочно установленным, что движение масс направлено на запад и юг. Однако, по внутренней стороне дуги, в Пегу-иома, часто наблюдаются опрокидывания на восток, и требуются специальные исследования, чтобы установить, не является ли это достаточно распространенным явлением.

Борн, как и другие авторы, отмечает, что из строения остиндских островов отчетливо видно перемещение во времени складок от внутренних частей дуги к внешней, которое столь часто наблю-

дается и в других местах. Признавая это, мы в то же время должны отметить, что и с другой, восточной, стороны срединной массы Малакко — Борнео, также располагаются дуги третичных складок. Таким образом мы имеем здесь дело с нарастанием более молодых складок не в одну, а в обе стороны.

В области Индонезии имеет место характерное сочетание глубоких и узких впадин морского дна и островных дуг, которое наблюдается также и в области восточноазиатских и австралийских островных дуг, о чем мы будем говорить ниже.

Чрезвычайно интересны те наблюдения над величиной силы тяжести, которые были произведены в этой области Veining Meinesz. Им было обнаружено, что островные дуги характеризуются большими избытками масс, тогда как подводным рвам отвечают дефекты масс.

Острова восточной Азии

Гирлянды островов и расположенные у выпуклых сторон островных дуг узкие полосы больших глубин, обрамляющие восточный край Азиатского материка, теснейшим образом связываются с областью Индонезии. Южные из этих складчатых дуг, проходящие через северную часть Борнео и Целебеса, а также через оо. Палаван, Зулу и Филиппинские, располагаются по восточному краю той же области мезозойской складчатости Малакко — Борнео, по западной окраине которой протягиваются складчатые дуги Араканиома, — Суматра — Ява — Малые Зундские острова. Мезозойские складчатые сооружения играют в отношении кайнозойских роль срединной массы.

Геологическое строение большинства островных дуг еще не достаточно изучено, чтобы можно было с уверенностью говорить о их структуре и истории развития. Для японских островов с несомненностью установлено, что здесь очень важную роль играли складкообразующие движения мезозойской эры. Установлена складчатость в нижнем триасе, в верхнеюрское время, в конце нижнего и конце верхнего мела. К мезозою относится ряд гранитных интрузий. Чрезвычайно важную роль играла миоценовая складчатость, сопровождавшаяся огромными гранитными интрузиями; эта же фаза складчатости имела место также и в области более южных дуг — Рю-Кю и Филлипинской. Наконец, для отдельных участков установлена складчатость, относящаяся к началу четвертичного периода; к этой же эпохе относятся и важнейшие дизъюнктивные движения, разбившие Японскую дугу на ряд глыб.

ДИСЛОКАЦИИ МЕЗОЗОЙСКОГО И КАЙНОЗОЙСКОГО ВОЗРАСТОВ ВО ВНЕАЛЬПИЙСКОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОЙ ЕВРОПЫ

Движения, создавшие в пределах Альпийско-Гималайской геосинклинальной области описанную выше складчатую горную систему, отразились и далеко за пределами этой области, в платформенных областях, где энергичная геосинклинального типа складчатость имела место только в докембрийское или палеозойское время.

Выше, при описании древних платформ и районов палеозойской складчатости в СССР, мы уже познакомились с нарушениями,

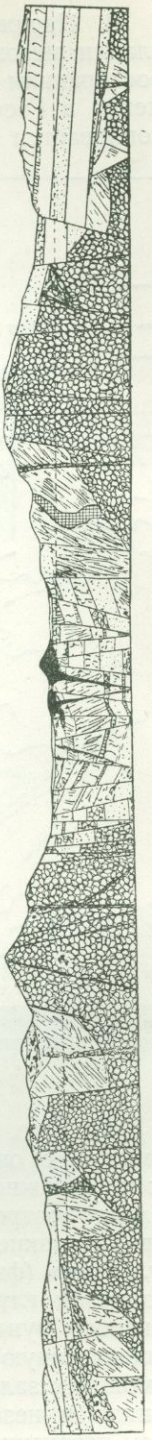
имевшими здесь место в течение мезозойской и кайнозойской эр. Теперь необходимо в самых кратких чертах описать аналогичные по возрасту дислокации Западной Европы. Характер дислокаций, имевших место во внеальпийской части Западной Европы, достаточно разнообразен [567, 562, 465, 542, 466, 538].

Во-первых, здесь имели место крупные вертикальные перемещения достаточно больших участков земной коры по сбросовым трещинам. Эти дислокации выразились, с одной стороны, в выжимании и горстовом поднятии целых горных массивов, а с другой, — в образовании больших грабенов. К горстовым массивам этого типа принадлежит прежде всего Гарц и затем Вогез и Шварцвальд. Нужно иметь в виду, что ряд других палеозойских массивов Западной Европы имеет иное происхождение и существовали как таковые в течение мезозойской и кайнозойской эры. Сюда относятся Бретань, Центральное плато Франции, Рейнский массив и частично Богемский массив.

Среди грабенов наибольшей известностью пользуется грабен долины Рейна, имеющий до 30 *км* ширины. Как видно из приводимого разреза, зона опусканий между Шварцвальдом и Вогезами представляет сложный ступенчатый грабен, в котором имели место излияния молодых изверженных пород. Время возникновения грабена относят к олигоцену; размер смещения доходит в нем до 3000 *м*. Судя по всему, Рейнский грабен представляет опустившуюся осевую часть большого антиклинального изгиба слоев (фиг. 100).

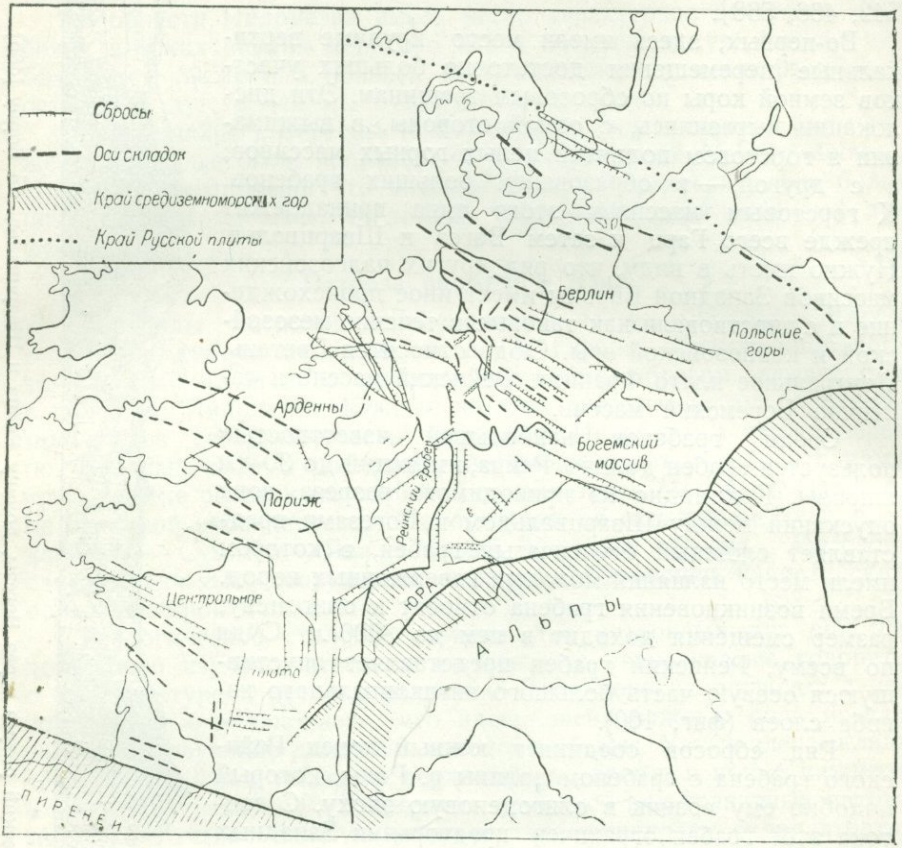
Ряд сбросов соединяет южный конец Рейнского грабена с грабеном долины р. Роны, который подобно ему возник в олигоценовую эпоху. С востока этот грабен ограничен предгорьями Западных Альп и складчатой Юрой, а с запада — Центральным плато и на северо-западе — краем Парижского бассейна. Оба описанных грабена вместе с грабеном р. Лейны, который расположен на продолжении Рейнского грабена к северу, образуют гигантскую систему расколов СВ простирания, длина которой доходит почти до 1000 *км*.

Наконец, следует отметить, что в связи со складчатыми процессами в Альпийской геосинклинальной области в ограничивающих ее платформенных массивах возникла чрезвычайно своеобразная складчатость, получившая название с а к с о н с к о й. Она известна как на севере, в Германии, в Парижском и Лондонском бассейнах (фиг. 101), так и на юге — в верхнепалеозойском массиве Испании.



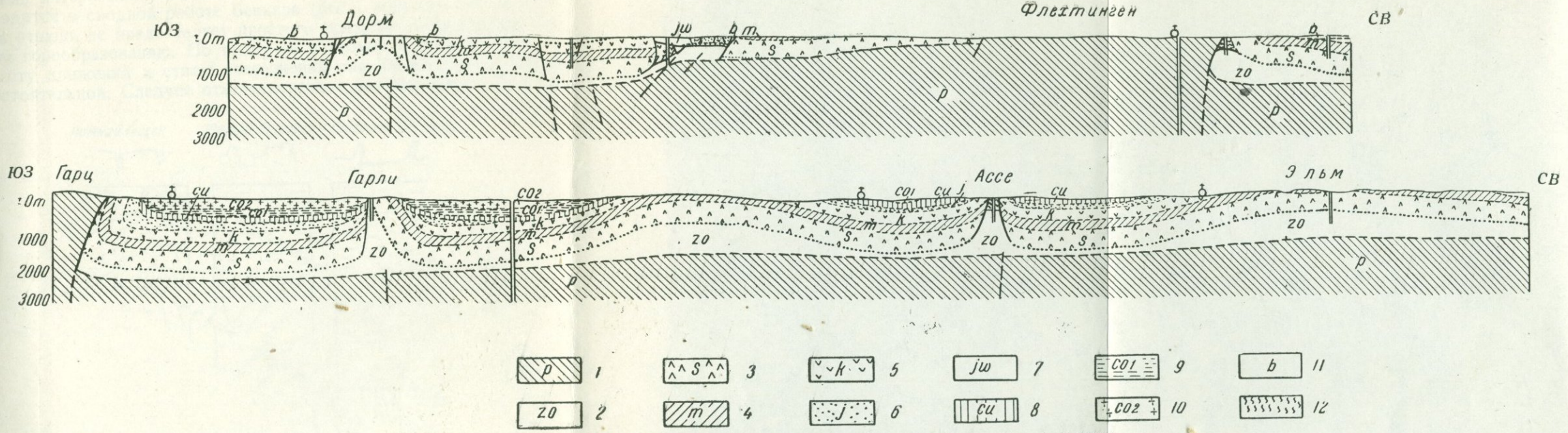
Фиг. 100. Схематический разрез через Вогезы, долину Рейна и Шварцвальд, по Борну [466].

В Парижском и Лондонском бассейнах сбросы и пологие складки мезозойского и кайнозойского покровов строго следуют простираниям герцинского складчатого фундамента. В Германии, именно в Гессене и Ганновере, направление дислокаций явно обусловливается расположением окружающих палеозойских массивов.



Фиг. 101. Тектоническая схема саксонской складчатости и третичных расколов, по Борну [466].

«На юге, в Гессене, — говорит Борн, — мы находим тип узких грабенов с очень широкими ненарушенными антиклинальными зонами, в южном Ганновере — чередование более или менее нормально построенных мульд и антиклиналей и в северном Ганновере — узкие горстовые зоны между ненарушенными широкими мульдами» (фиг. 102). Штилле объясняет различие типа дислокаций различной глубиной залегания неподдающегося складчатости герцинского фундамента. «При образовании узких антиклинальных зон существенную роль играет легкость, с которой образуются складки в мощных залежах солей цехштейна. Эти солевые массы постоянно движутся независимо от каких-либо фаз складчатости под влиянием нагрузки лежащих по сторонам мезозойских покровных пород.

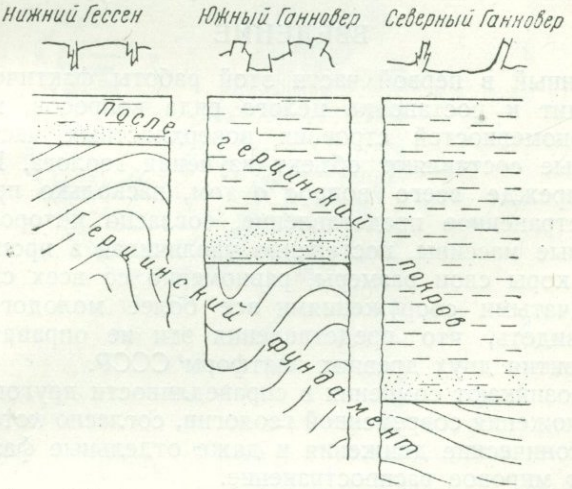


Фиг. 103. Схематический разрез через субгерцинский бассейн, по Б [466].

1 — досолевой фундамент; *2* — солевые отложения верхнего цехштейна; *3* — пестрый песчаник; *4* — раковинный известняк; — кейпер; *6* — юра; *7* — белая юра; *8* — нижний мел; *9* — сеноман и турон; *10* — эмшер и сенон; *11* — третичные породы; *12* — породы покрова солевых куполов.

Этот способ выжимания соли, например, хорошо известен из района форланда Гарца. Выжимание соли можно констатировать почти по всем линиям нарушений северо-западной Германии» (фиг. 103).

Ряд интересных замечаний по поводу саксонской складчатости приводится в сводной работе Беккера [567]. «Саксонская складчатость отнюдь не представляет простого придатка к средиземноморскому горообразованию. По плану ее строения и направлению, по возрасту движений и стилю сооружений она является совершенно самостоятельной. Следует отметить резкое преобладание СЗ — ЮВ



Фиг. 102. Различные типы саксонской складчатости в северо-западной Германии и их зависимость от глубины залегания складчатого герцинского фундамента, по Штилле [538].

простираний, в котором располагается также и край Русской плиты. Часто движение направлено на юго-запад, т. е. от жесткой русско-фенно-скандинавской массы. И это, несомненно, не является случайностью. Край Гарца и некоторые другие нарушения, наоборот, надвинуты на СВ, где средиземноморская складчатость оказывает влияние на почву Средней и Западной Европы, как это имеет место в южной Франции и особенно в зоне Средиземное море — оз. Мьез; там возникают столь резко отличающиеся по своему строению и направлению образования, что их противоположность сооружениям саксонской складчатости является очевидной».

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

АФРИКА, АВСТРАЛИЯ, АМЕРИКА, АНТАРКТИКА И ОКЕАНЫ

ВВЕДЕНИЕ

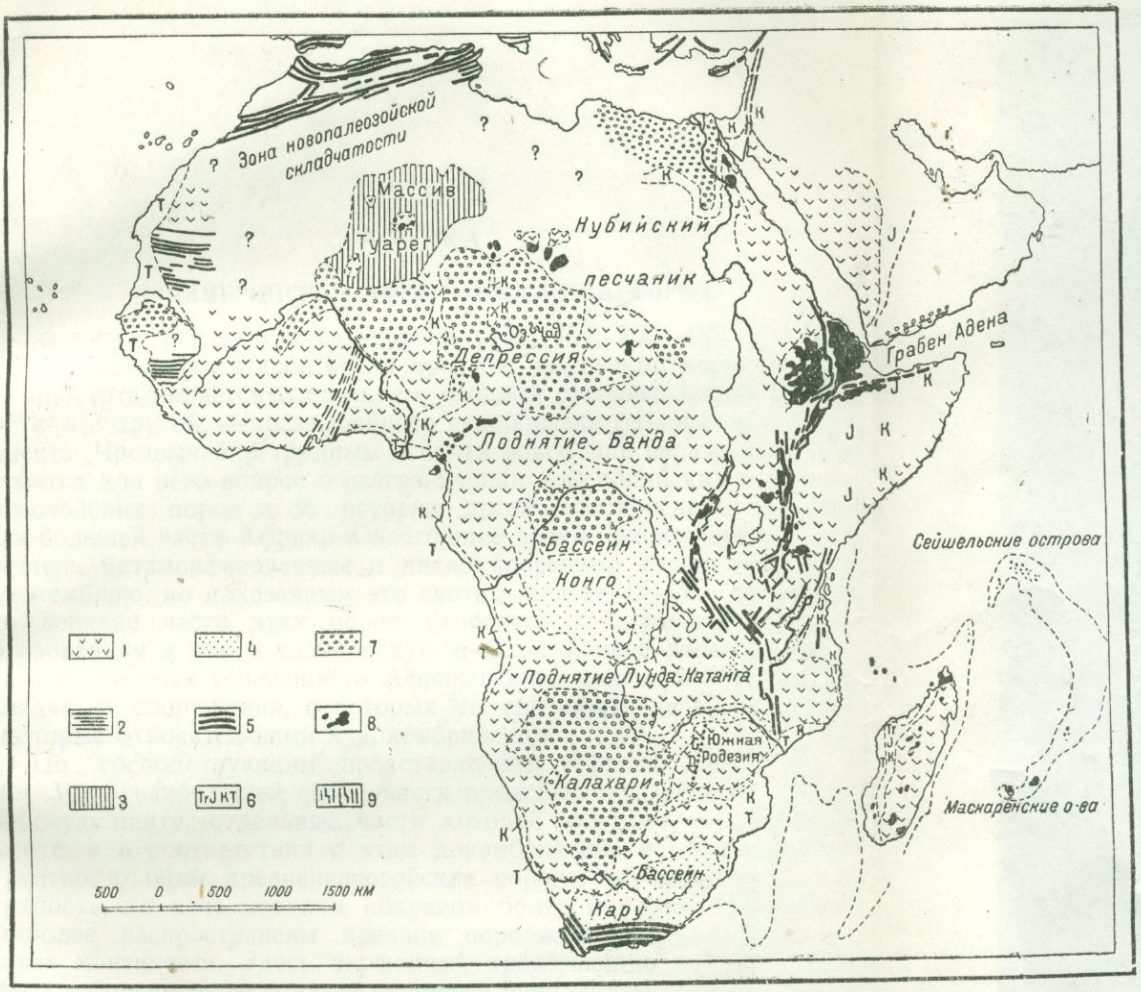
Изложенный в первой части этой работы фактический материал приводит к постановке целого ряда вопросов, касающихся общих закономерностей строения поверхностных частей земной коры, которые составляют объект изучения геолога. К числу их относится прежде всего вопрос о том, насколько правильно то общераспространенное представление, согласно которому древние платформенные массивы, постепенно увеличивая в процессе развития земной коры свои размеры, равномерно со всех сторон обрастают складчатыми сооружениями все более молодого возраста. Нетрудно видеть, что представления эти не оправдываются на истории развития двух древних платформ СССР.

Далее возникают сомнения в справедливости другого общепризнанного положения современной геологии, согласно которому крупнейшие тектонические движения и даже отдельные фазы складчатости имеют мировое распространение.

Против этого говорит, повидимому, распространение мезозойских складчатых сооружений, которые наиболее проявились в восточных частях Евразии, где в противоположность тому, что имеет место в других частях этого континента, они образуют самостоятельную полосу, не переработанную коренным образом движениями третичного периода.

Третий из крупнейших общих вопросов, к постановке которого приводит изложенный выше материал, касается проблемы возникновения платформенного типа массивов в каждый данный период складчатости. Обычно полагают, что геосинклинальные области теряют свойственную им особую подвижность от окраин к осевой полосе. Вследствие этого происходит уже упоминавшееся выше постепенное разрастание древних платформ и сужение геосинклиналей. Ряд примеров, которые мы рассмотрели выше, заставляет думать, что участки платформенного характера возникают во внутренних частях геосинклинальных областей.

Разрешить надлежащим образом все эти вопросы, а также ряд других, возможно будет лишь при условии изучения более обширного фактического материала, который мы можем заимствовать из рассмотрения геологической структуры других материков. Обзор геологического строения последних будет сделан лишь в самых кратких и общих чертах. Попутно мы рассмотрим также и вопрос о геологической природе дна океанов.



Фиг. 104. Тектоническая схема Африки, по Борну [466].

1 — докембрийские породы; *2* — горизонтально лежащий древний палеозой; *3* — древний палеозой, подвергшийся только каледонской складчатости; *4* — система кару (пермь, триас, лейас); *5* — третичная складчатость в Атласе и триасовая на южной окраине континента; *6* — *Tr* — триас; *J* — юра; *K* — мел; *T* — третичные породы прибрежных частей континента, а также плато Сомали и северной Африки; *7* — третичные породы внутренних частей континента и аллювий оз. Чад; *8* — молодые вулканические породы; *9* — восточноафриканская система расколов.

Архангельский А. Д.

ГЛАВА I

АФРИКА

ДОКЕМБРИЙСКАЯ АФРИКАНСКАЯ ПЛАТФОРМА

Геологическая структура Африки [455, 464, 466, 482, 495, 508, 509] представляется нам очень простой, но весьма вероятно, что эта простота является следствием, с одной стороны, малой изученности, а с другой, — чрезвычайного своеобразия геологии этого континента. Чрезвычайно трудным и почти вовсе еще неразработанным является для него вопрос о разграничении докембрийских и древнепалеозойских пород и об истории древнепалеозойского времени. Для большей части Африки в настоящее время принято считать, что древние, метаморфизованные и дислоцированные толщи относятся к докембрию, но доказанным это считать нельзя. Вполне возможно, что верхние части этих пород относятся к нижнепалеозойским образованиям и что в каледонскую и более ранние эпохи складчатости в пределах теперешнего Африканского континента возникали складчатые сооружения, о которых мы еще почти ничего не знаем и которые относятся нами к докембрийским.

По господствующим представлениям Африка (фиг. 104 и табл. VI) в наибольшей своей части представляет древнюю докембрийскую плиту, отдельные части которой залегают на различной высоте, и в соответствии с этим докембрийские и объединяемые, вероятно, с ними древнепалеозойские породы то выходят на поверхность, то исчезают под покровом более молодых отложений. Наиболее распространены древние породы в средних и южных частях континента. Здесь окраинные, прилегающие к морю части плиты в большинстве случаев являются приподнятыми, и опускания сосредоточены были в средней меридиональной полосе ее. В этой полосе располагается ряд очень крупных бассейноподобных впадин, которые в зависимости от времени их образования заполнились палеозойскими или более молодыми — мезозойскими и кайнозойскими — отложениями. Бассейны эти подразделены широтно ориентированными полосами поднятий, на которых выходит древний фундамент платформы. Крайняя к югу впадина, носящая название бассейна Кару, выполнена мощной толщей континентальных отложений, начиная от верхнего девона и кончая юрой. Следующий к северу бассейн, выполненный третичными и четвертичными породами, известен под названием Калагари. В третьей впадине, бассейне Конго, так же как и в южном бассейне, широко распро-

странены породы системы Кару, выше которых в северной части бассейна располагаются третичные отложения. Наконец четвертый, северный, бассейн (или депрессия озера Чад) в основном выполнен новейшими аллювиальными отложениями. В северной части платформы докембрийские породы гораздо реже выходят на поверхность, чем в средней и северной, и на очень больших пространствах скрыты под покровом горизонтальных палеозойских, мезозойских и третичных отложений.

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ СООРУЖЕНИЯ

Выше уже говорилось, что в состав Африканской платформы, поскольку возраст верхних горизонтов слагающих ее пород неясен, могут входить и древнепалеозойские складчатые сооружения. Каледонский возраст приписывался обычно так называемым *сахаридам* центральной Сахары, развитым в массиве Туарег. Здесь силур налегает несогласно на сильно дислоцированные в меридиональном направлении породы, которым приписывался древнепалеозойский возраст. Возможно, что продолжением сахарид к югу является полоса складчатых пород неопределенного возраста между р. Нигером и берегом Гвинейского залива.

Система древних складок, известная под названием сахарид, представляет чрезвычайно большой интерес, потому что меридиональные или ССВ простирания ее почти перпендикулярны к направлению более молодых складчатых сооружений северной окраины континента. Это указывает на коренную перестройку плана расположения геосинклинальных областей после процессов складчатости, создавших сахариды.

Если образование интенсивной складчатости сахарид может относиться к допалеозойскому времени, то несомненно новокаледонской является пологая складчатость силурийских отложений в массиве Туарег: девонские породы в этих дислокациях уже не участвуют.

В южной Африке к древнему палеозою может принадлежать часть так называемой *неоафриканской системы складок* (молодые неоафрициды). В своих западных частях эти неоафрициды имеют меридиональное и ССЗ простирание, но затем складки поворачивают на восток и северо-восток.

К более молодым тектоническим сооружениям, складчатость которых сложилась, повидимому, в конце палеозоя, принадлежат, вероятно, так называемые *катангиды* в восточном Конго и *конголиды*, прорезанные нижним течением Конго. Те и другие имеют северо-западное простирание и, быть может, непосредственно связываются между собой. В катангидах дислокация чрезвычайно интенсивная, и складчатость переходит в покровное строение.

История развития упомянутых выше палеозойских складчатых сооружений представляет еще очень много неясного. Прежде всего не выяснена природа геосинклинальных прогибов, из которых они возникли. Настоящих морских отложений в пределах указанных выше складчатых сооружений, исключая север, не имеется, и от-

сюда приходится сделать заключение, что они возникли из геосинклиналей, которые были заполнены какими-то особого типа бассейнами, а частично даже представляли образования сухопутные.

Несомненные герцинские складчатые сооружения обычного типа имеются в северной Африке. Здесь между Туарегом и системой альпийских складчатых сооружений Атласа располагается еще относительно очень мало изученная область, в которой складчатость относится к верхнепалеозойскому периоду диастрофизма; к этому же времени относится и образование складок Антиатласа. В южной части этого района складчатость имела место, повидимому, на границе девона и карбона, а севернее — после нижнего карбона. Мезозойские породы здесь залегают покойно, несогласно пластуясь с палеозоем. Большой интерес представляет то обстоятельство, что простирание герцинских складок не совпадает с простиранием расположенных севернее альпийских: первые направляются с юго-запада на северо-восток, а вторые расположены почти в широтном направлении.

МЕЗОЗОЙСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ СООРУЖЕНИЯ

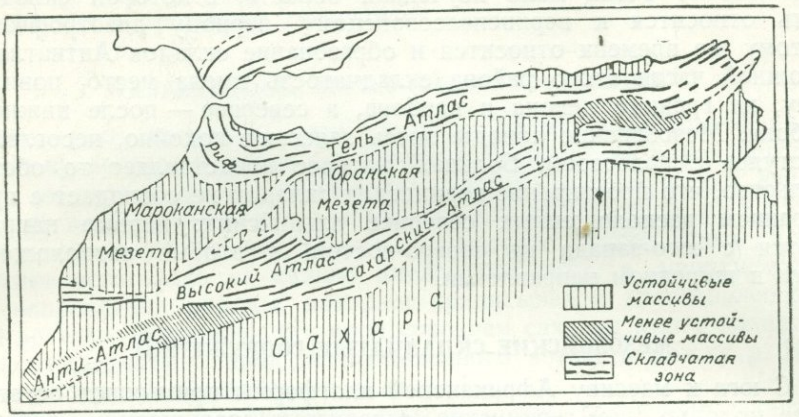
С юга к массиву Африканской платформы примыкают остатки более молодых, чем герцинские, складчатых сооружений — они тянутся узкой полосой вдоль южного берега континента (Капские горы) и на небольшое расстояние заходят на юго-запад. Эта складчатая система состоит из очень мощной толщи пород, относящихся преимущественно к палеозою. Нижние части этой толщи, палеонтологически не охарактеризованные, могут относиться к нижнему палеозою. Между этими породами и палеонтологически охарактеризованным нижним девоном существует резко выраженное несогласие, которое, если подстилающие породы действительно относятся к нижнему палеозою, может указывать на каледонскую складчатость. Между нижним и верхним карбоном местами существует очень слабое несогласие, но резкая, главная, складчатость падает на время между верхней пермью и верхним триасом, т. е. уже на начало мезозоя. Кроме того, слабая складчатость и раздробление созданной ранее складчатой структуры имели место, повидимому, в среднемеловое время.

ТРЕТИЧНЫЕ СКЛАДЧАТЫЕ СООРУЖЕНИЯ

Север Африки в пределах Марокко, Алжира и Туниса занят молодыми третичными складчатыми сооружениями Атласа. Эта складчатая система подразделяется на две ветви, из которых северная известна под названием Тель-Атласа и Рифа, а в южной различают Высокий Атлас, Сахарский Атлас и др. Ветви эти подразделяются несколькими относительно устойчивыми массивами (Мароканская Мезета, Оранская Мезета) и др., которые имеют сильно складчатый палеозойский фундамент, прикрытый слабо нарушенными мезозойскими и кайнозойскими породами (фиг. 105).

Северная ветвь системы Атласа имеет очень интенсивную складчатость, переходящую в покровы, с движением масс с севера

на юг. Принято считать, что в западной части (Риф) система складок северной ветви загибается к северу и в области Гибралтарского пролива переходит на Пиренейский полуостров. Складчатость южной ветви значительно менее интенсивна; направление движения и здесь южное, хотя местами (средняя часть Высокого Атласа и др.) встречается и опрокидывание складок на север.



Фиг. 105. Тектоническая схема Атласа, по Борну [466].

Последняя, главная для современного Атласа, складчатость имела место в эоцене и миоцене. Мезозойская складчатость пока еще не установлена, но верхнепалеозойская несомненна; судя по строению Высокого Атласа, она падает на вторую половину нижнего или на средний карбон. Кроме того, в западных частях системы установлено несогласие между средним и верхним девоном.

СИСТЕМА РАСКОЛОВ ВОСТОЧНОЙ АФРИКИ

Чрезвычайно характерной особенностью древней Африканской платформы является значительная Великая система разломов, которая начинается на юге у устья р. Замбези и тянется в меридиональном направлении на север до Красного моря, которое само входит в ту же систему; далее, как известно, рассматриваемая система продолжается в Азию и затухает у подножий складчатой системы Тавра. Разломы сопровождались передвижением глыб, которое выразилось главным образом в опускании длинных и относительно узких участков платформы; в этих опущенных участках располагается система больших, вытянутых в меридиональном направлении озер восточной Африки, Аденский залив, Красное море, заливы Суэцкий и Акаба, а в Азии — долина Иордана и Мертвое море. Начинаясь на юге узкой полосой близ устья р. Замбези, рассматриваемая система грабенов у северного конца оз. Ньясса подразделяется на три ветви, из которых западная, вмещающая озера Танганайка, Киву, Эдуард и Альберт, оканчивается в верховьях Нила. Восточная ветвь выходит на берег Индийского океана близ о-вов Пемба и Занзибар и переходит здесь в серию ступенчатых сбросов,

ниспадающих к берегу океана. Средняя, наиболее длинная зона, проходит через оз. Рудольф и в Абиссинии, восточнее Адис-Абебы, разветвляется. Южная ветвь ее направляется на восток к берегам Аденского залива, а северная — на север к Красному морю.

К описанной системе восточноафриканских расколов приурочивается ряд современных вулканов, в том числе гигантские Кения и Килиманджаро, располагающиеся несколько восточнее только что рассмотренной средней полосы грабенов. Современный вулканизм является лишь слабым отражением вулканизма верхнетретичного и начала четвертичного периодов, когда вдоль системы расколов имели место огромные излияния лав. Начало образования расколов относится, повидимому, частью к меловому, частью же к нижнетретичному периоду; передвижение глыб продолжается и до настоящего времени, чем объясняется между прочим приуроченность к сбросовой полосе эпицентров некоторых весьма сильных землетрясений.

Восточноафриканские расколы представляют для геологии интерес не только сами по себе, но и для решения вопроса о характере и происхождении дна Индийского океана. Восточная Африка показывает, что континент в недавнем прошлом испытывал раздробление, сопровождавшееся опусканиями, которые в некоторых озерных впадинах достигают весьма большой величины. Так, глубина оз. Танганайка достигает 1435 *м*, причем дно озера располагается до 655 *м* ниже уровня океана. Это дает нам право предполагать, что аналогичные явления могли в еще большем масштабе совершаться к востоку от Африканского континента в области современного Индийского океана и что самое возникновение последнего стоит в связи с происходившими здесь опусканиями. Подробнее об этом мы будем говорить в дальнейшем.

Описанные выше расколы и опускания большинство геологов, на наш взгляд совершенно правильно, связывает с растяжением; некоторые авторы, наоборот, видят в них результат бокового давления. Если рассматривать явление в его целом, то едва ли у кого-либо может появиться сомнение в правильности первого из указанных толкований, так как никакими боковыми давлениями образование Индийского океана, конечно, объяснить нельзя. Весьма возможно, однако, что на общем фоне растягивающих усилий по временам возникали усилия противоположного характера. Не учитывая возможности этой смены растяжений и сдавливания и находя следы последнего, сторонники второго взгляда впадают в ошибку, отрицая, что в основном мы имеем дело с растяжением.

ГЛАВА II

ИНДИЙСКИЙ ОКЕАН

Прежде чем перейти к рассмотрению геологической структуры второго из тесно связанных с Евразией материков — Австралии, мы должны сказать несколько слов о вероятном геологическом строении области Индийского океана, который в настоящий момент располагается между Азией, Африкой и Австралией. Основываться при решении указанного вопроса нам придется, конечно, частью на строении прилежащих материков, частью на рельефе дна океана и, наконец, на геологическом строении островов.

Как было указано выше, строение восточной Африки наводит на мысль, что в области современного Индийского океана могли происходить крупные опускания. Если обратиться к самому океану, то и здесь можно найти факты, которые подтверждают такое предположение. Первым из них является то обстоятельство, что дно Индийского океана или, по крайней мере, его западной части, расположенной между Африкой и Индией, подразделяется на ряд меридиональных гряд и расположенных между ними впадин. По аналогии с восточной Африкой мы имеем основание предположить, что гряды представляют горстоподобные выступы древнего, раздробленного сбросами массива, а впадины отвечают грабеноподобным опусканиям. Основанием для таких предположений является, с одной стороны, самый характер рельефа, а, с другой стороны, — то, что слагающие его элементы располагаются параллельно системе восточноафриканских расколов.

Указанные предположения для западных гряд океанического дна находят очень серьезные подтверждения и в строении островов, которые увенчивают западные из горстоподобных гряд [466, 526]. Западная гряда в значительной мере состоит из о. Мадагаскара. Бо́льшая, восточная, часть этого о́строва слагается из типичных для африканской плиты пород и потому остров, без всякого сомнения, представлял некогда часть этой плиты. Западная часть Мадагаскара состоит из верхнепалеозойских и мезозойских пород, и ее изучение совершенно определенно позволяет установить время образования Мозамбикского пролива. Верхнепалеозойские отложения представлены здесь в основном типичными для Африки континентальными отложениями Гондваны. Однако здесь, как и несколько севернее, в восточной Африке, имеются и чисто морские прослои конца нижней и конца верхней перми. Это доказывает, что

в средних частях современного Индийского океана в пермском периоде уже существовали океанические условия и что отсюда на Африканско-Мадагаскарский материк происходили ингрессии моря. Начиная с триаса, мы имеем на Мадагаскаре уже морские отложения и притом можем утверждать, что бассейн, в котором они образовались, был связан с Тетисом. Таким образом получается, что Мозамбикский пролив представляет более древнее образование, чем восточноафриканская система грабенов. Это делает вероятным, что раздробление древнего Индо-Африканского материка началось со средних частей его еще в середине палеозоя и очень медленно распространялось отсюда в стороны или по крайней мере к западу.

Вторая гряда океанического дна на северном конце несет Сейшельские, а на южном — Маскаренские острова. На первых известны выходы гранитов и сиенитов, а также глинистых сланцев и роговиков, а на вторых — хлоритовых сланцев. Те и другие породы могут быть одного возраста с породами Африканской платформы, поэтому наше предположение можно считать вполне вероятным также и для этого района.

Третья гряда, начинающаяся на севере у самого Индостана, слагается из о-вов Лаккадивских, Мальдивских, Чагос и подводного вала, тянущегося от о. Чагос к югу до южного тропика. Острова этой гряды построены только из коралловых известняков; на чем покоятся коралловые постройки, остается неизвестным. Ничто не противоречит предположению, что и здесь фундаментом является древний докембрийский массив; особенно вероятно это для северных групп островов, расположенных в непосредственной близости к Индостану.

Таким образом все говорит, как будто, в пользу того, что Индийский океан, по крайней мере в северо-западной его части, располагается на месте древнего Индо-Африканского платформенного массива, раздробленного системой меридиональных расколов на глыбы соответственного простирания, которые претерпели опускания различной величины. В соответствии с этим предположением стоит и широкое распространение на островах западных гряд также и основных эффузивных пород, преимущественно базальтов, так как изверженные породы чрезвычайно широко распространены также и в области восточноафриканских расколов. Образование этой области опусканий началось, повидимому, во второй половине палеозоя, и процесс не является законченным до настоящего момента.

Совершенно иначе смотрит на структуру дна Индийского океана Кобер [505]. Он принимает, что система складок Альпийско-Гималайской геосинклинальной области между Аравией и Индией дает ответвление к югу. Эта складчатая система через Сейшельские и Маскаренские острова и архипелаг Чагос направляется по дну Аравийского моря и Индийского океана к югу. На широте южной оконечности Африки она подразделяется на две ветви, из которых одна направляется на восток в обход Австралии к Новой Зеландии и вообще восточноавстралийским островным дугам, а другая идет на запад и, обойдя с юга Африку, соединяется со срединным валом Атлантического океана, который Кобером также считается за

складчатое сооружение. Приходится признать, что в пользу такого предположения фактов имеется очень мало. Единственным намеком на возможность нахождения молодых складчатых сооружений на дне северо-западной части Индийского океана является складчатость на полуострове Оман, в Аравии. Наиболее вероятным, однако, как мы знаем из предыдущего, является то, что складки Омана принадлежат к Альпийско-Гималайской системе и связаны со складками Белуджистана. Возможным кажется нам наличие молодых складчатых сооружений в юго-западной части океана между Африкой и Антарктикой. Их мы рассмотрим, когда речь будет итти об Атлантическом океане.

ГЛАВА III

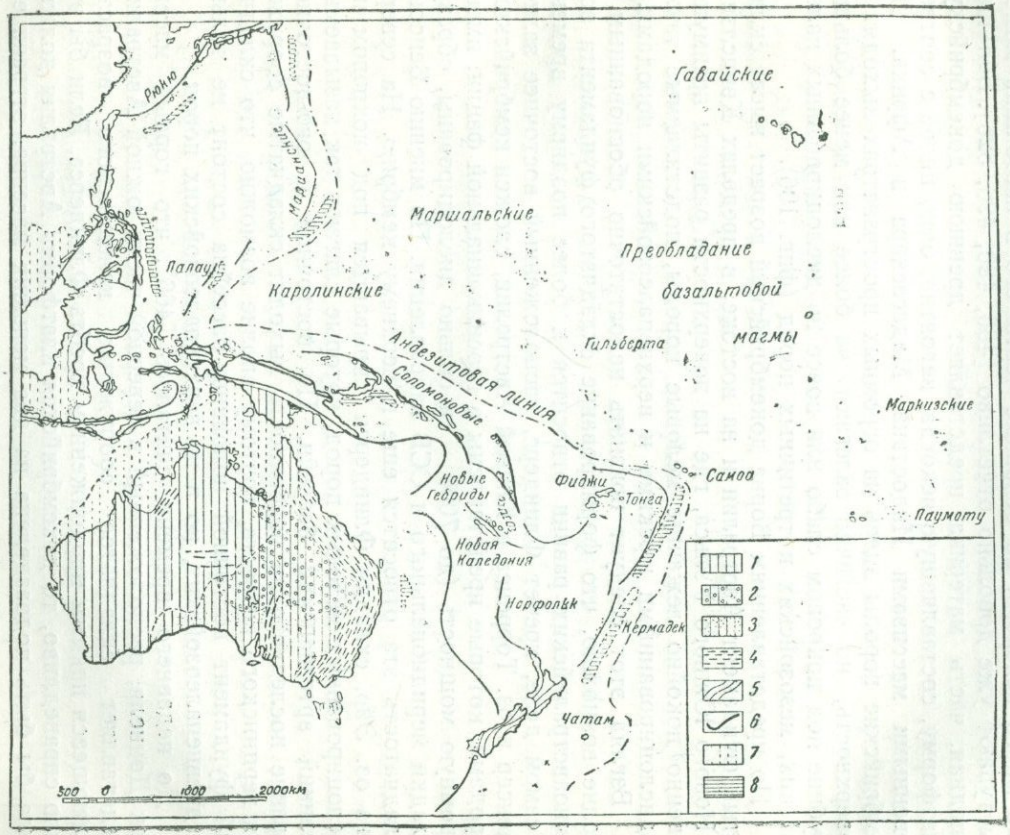
АВСТРАЛИЯ И ОСТРОВА МЕЛАНЕЗИИ И МИКРОНЕЗИИ

В геологическом строении Австралии (см. табл. VI) имеется еще много неясного, но основные черты его в настоящий момент выступают уже довольно отчетливо [466, 480, 496, 526]. Бóльшая, западная, часть материка представляет древнюю докембрийскую платформу, составлявшую некогда, вероятно, одно целое с соответственными массивами Индостана, Мадагаскара и Африки. Докембрийские породы здесь на огромных пространствах выходят на поверхность, но частично залегают на более или менее большой глубине под покровом слабо или вовсе не дислоцированных палеозойских, мезозойских и третичных пород (фиг. 106).

По представлениям Борна докембрийский возраст имеет складчатый фундамент Австралии и на востоке, в пределах Квинслэнда и Нового Южного Уэльса, где на поверхности развиты преимущественно покойно лежащие меловые породы, подстилаемые также недислоцированными юрскими и верхнепалеозойскими породами.

Взгляд этот следует признать недостаточно обоснованным, и вполне возможно, что формирование складчатого фундамента восточноавстралийских равнин относится к более позднему времени. В самом деле, хребет Флиндерс, расположенный восточнее залива Спенсер и оз. Торренса в Южной Австралии, сложен кембрийскими породами, которые представлены в геосинклинальной фации, имеют огромную мощность (до 7000 и сильно дислоцированы, образуя складки меридионального и ССВ направления. По мнению Бенсона, складчатость эта относится еще к верхнему кембрию. На севере, близ оз. Эйр, складки Флиндерса скрываются под покровом недислоцированных меловых пород, которые слагают так называемый Великий артезианский бассейн. По восточной и юго-восточной окраине последнего на поверхность выходят складчатые сооружения герцинского возраста, поэтому вполне возможно, что складчатый фундамент восточной половины бассейна состоит не только из древнепалеозойских, но и из верхнепалеозойских пород.

До недавнего времени считалось [466], что горный массив Мак Доннеля, расположенный в северной части южной Австралии, представляет складчатое сооружение каледонского возраста, являющееся прямым продолжением хребта Флиндерса. Если бы это было справедливо, то докембрийская платформа Австралии должна была бы быть подразделена на два меньших массива, отграничен-



Фиг. 106. Тектоническая схема Австралии и Океании, по Борну [466].

1 — докембрий, в северной Австралии прикрытый ненарушенным кембрием, силуром и пермо-карбоном; *2* — то же с меловым покровом; *3* — то же с покровом третичных пород; *4* — палеозойская складчатость; на северо-западе герцинская, в горах Мак Доннель и Флиндерс — каледонская (?), на восточной окраине различные палеозойские фазы; *5* — новокиммерийская складчатость на Новой Зеландии; *6* — осевые линии молодых складчатых сооружений; *7* — северноавстралийский шельф; *8* — глубоководные рвы океанического дна.

ных один от другого полосой каледонских складок. В последнее время [480] складчатость Мак Доннеля, однако, рассматривается как докембрийская.

Восточная часть Австралийского континента занята складчатыми сооружениями герцинского возраста, которые переходят и на о. Тасманию. Страна эта пережила очень сложную и длительную тектоническую историю. Здесь указываются следы складчатости на границе нижнего и верхнего силура, на границе силура и девона, в начале и конце верхнего девона, в карбоне и, наконец, в конце карбона.

Принято думать, что восточноавстралийские складчатые сооружения продолжаются через Тасманию в Антарктику, в район земли короля Эдуарда VII.

Третичные складчатые сооружения на материке Австралии совершенно отсутствуют, но мезозойские обнаружены в узкой прибрежной полосе восточной его окраины на протяжении между устьем р. Брисбен и заливом Бродзунд. Здесь континентальные, альбские и сеноманские породы сдавлены в резкие складки, обнаруживающие тенденцию к опрокидыванию на запад.

С севера и востока Австралия обрамлена рядами островов Меланезии и Микронезии, которые комбинируются в отчетливо выраженные дуги, в общем параллельные северному и восточному берегам континента. Так как острова являются лишь более или менее случайными выступами на поверхность моря отдельных участков возвышенных хребто- или валообразных выступов дна океана, то при попытках распознать закономерности структуры земной коры в рассматриваемой области мы должны принимать во внимание не только расположение островов, но и в первую очередь скрытый от непосредственного наблюдения рельеф дна. Не меньший интерес, чем указанные положительные формы этого рельефа и связанные с ними острова, представляют отрицательные формы его, выражающиеся в длинных рвообразных углублениях, к которым приурочены очень большие глубины (5000 *м* и более).

Острова и несущие их выступы морского дна образуют целую серию более или менее изогнутых дуг, обращенных выпуклостью то в одну, то в другую сторону. Вся эта сложная система выступов в конечном счете комбинируется в две огромные дуги, обращенные выпуклостью на восток и северо-восток. На концах в западной части Новой Гвинеи и в Новой Зеландии дуги сближены, а в средних частях сильно расходятся.

Западная или внутренняя дуга включает: 1) срединную горную цепь Новой Гвинеи с ее продолжением в архипелаге Луизиады и подводный, сильно изогнутый вал; 2) архипелаг о. Честерфильд и длинный S-образно изогнутый подводный вал, идущий от упомянутого архипелага к южному острову Новой Зеландии, и 3) юго-западную часть Новой Зеландии. В состав внешней дуги входят: 1) северная горная цепь Новой Гвинеи; 2) Новая Британия (Новая Померания) и Новая Ирландия (Новый Мекленбург), Соломоновы острова, Новые Гебриды с подводным валом, ведущим к архипелагу Фиджи; 3) архипелаг Фиджи и подводные валы о-вов Тонга и Кермадек; 4) северо-восточная часть Новой Зеландии.

В южных частях островной области между описанными дугами вклинивается еще дополнительная ветвь, слагающаяся из Новой Каледонии, вала о. Норфольк и северо-западного мыса Новой Зеландии.

Геологическое строение восточноавстралийских островных дуг известно нам еще весьма несовершенно, но то, что мы знаем о нем, определенно указывает на сложность и продолжительность их геологической истории. На островах найдены породы древнего и нового палеозоя, триаса, юры, мела, палеогена и неогена. Новейшая складчатость в обеих дугах относится к неогену и местами даже к верхнему его отделу, но весьма распространены и следы более древних складчатых дислокаций. Особенно характерными для островной области являются пароксизмы мезозойских движений и в частности древне- и новокиммерийская складчатость; кроме того, указывается складчатость в нижнем триасе, в середине и в конце мелового периода, в эоцене. Некоторые из этих пароксизмов складчатости сопровождались мощными интрузиями гранитов, гранодиоритов, габбро, перидотитов и пр. Для новокиммерийской складчатости Новой Зеландии чрезвычайно характерны интрузии гранодиоритов, что является общим также для соответствующих по возрасту складчатых сооружений Антарктики и Южной Америки.

Горные породы, слагающие складчатые сооружения островных дуг, нередко имеют очень большую мощность, характерную для геосинклинальных образований, и заключают разнообразные излившиеся породы, среди которых преобладающая роль принадлежит андезитам.

Островные дуги Австралии представляют чрезвычайно типичный пример геосинклинальной области, находящейся в периоде погружения. Опускание участков, подразделяющих острова и несущие их валы, происходило и, повидимому, происходит в настоящий момент и связано со сбросами, наличие которых легко устанавливается во всем рассматриваемом районе. Параллельно с опусканиями происходят в районе самих островных дуг и поднятия, следы которых можно наблюдать на очень многих островах. Происходят ли в настоящий момент явления настоящей складчатости, мы еще не можем сказать, но это следует признать вполне возможным.

Чрезвычайно характерное для островных дуг явление представляют те глубокие рвы, которые сопровождают, как было указано, островные валы и дуги. Мы можем видеть в них окраинные геосинклинальные впадины геосинклинальной области, параллельные тем геоантиклинальным элементам последней, какими являются островные дуги и несущие острова валы морского дна.

ГЛАВА IV

СЕВЕРНАЯ АМЕРИКА

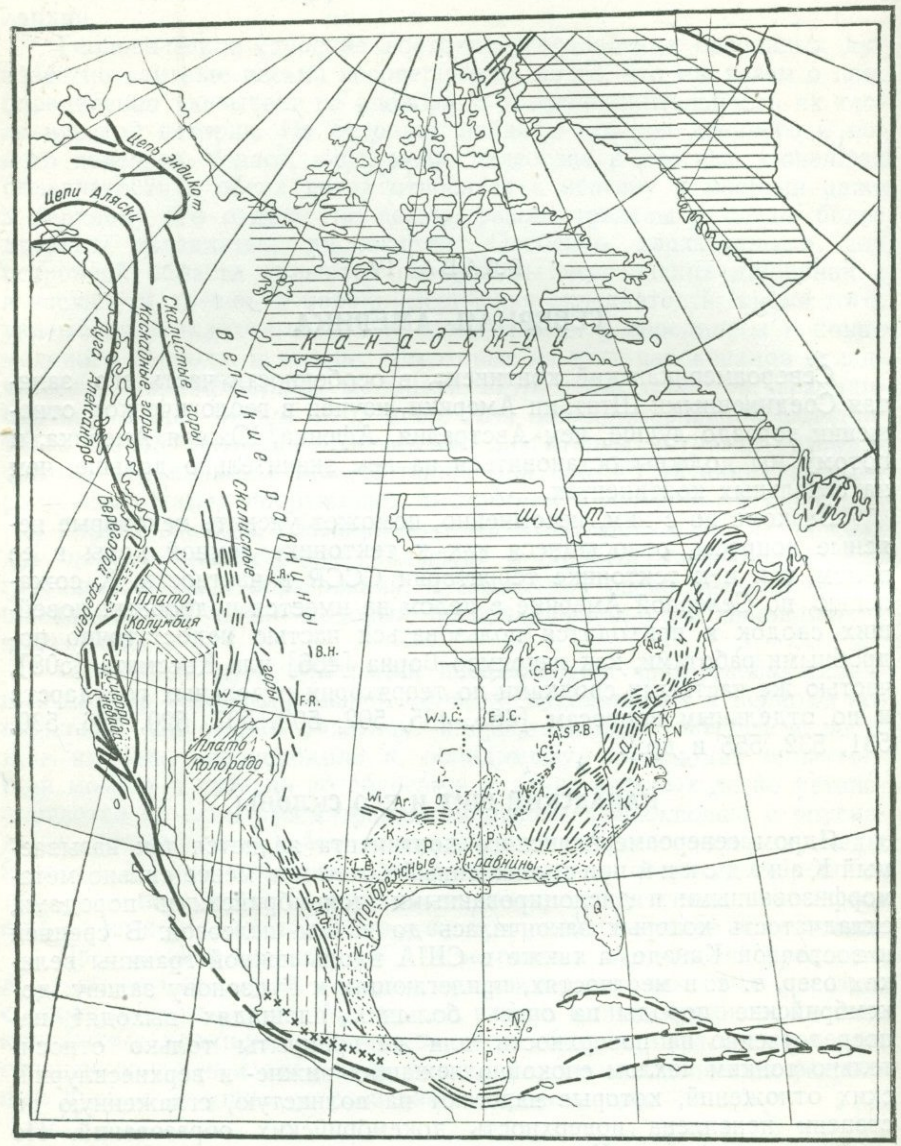
Североамериканский континент, в особенности часть его занятая Соединенными Штатами Америки, изучен в геологическом отношении гораздо лучше, чем Австралия, Африка, Южная Америка, и потому мы должны остановиться на нем значительно дольше, чем на остальных континентах.

Знакомство с ним, несомненно, поможет уяснить некоторые неясные вопросы, относящиеся как к тектонике земной коры в ее целом, так и к тектонике территории СССР в частности. К сожалению, по Северной Америке в целом не имеется подробных новейших сводок и приходится пользоваться частью недостаточно подробными работами, как например Борна [466] или Коссмата [508], частью же частными сводками по территории отдельных государств и по отдельным вопросам [463, 465, 502, 503, 507, 520, 526, 530, 531, 532, 555 и др.].

КАНАДСКИЙ ЩИТ И ЕГО СКЛОНЫ

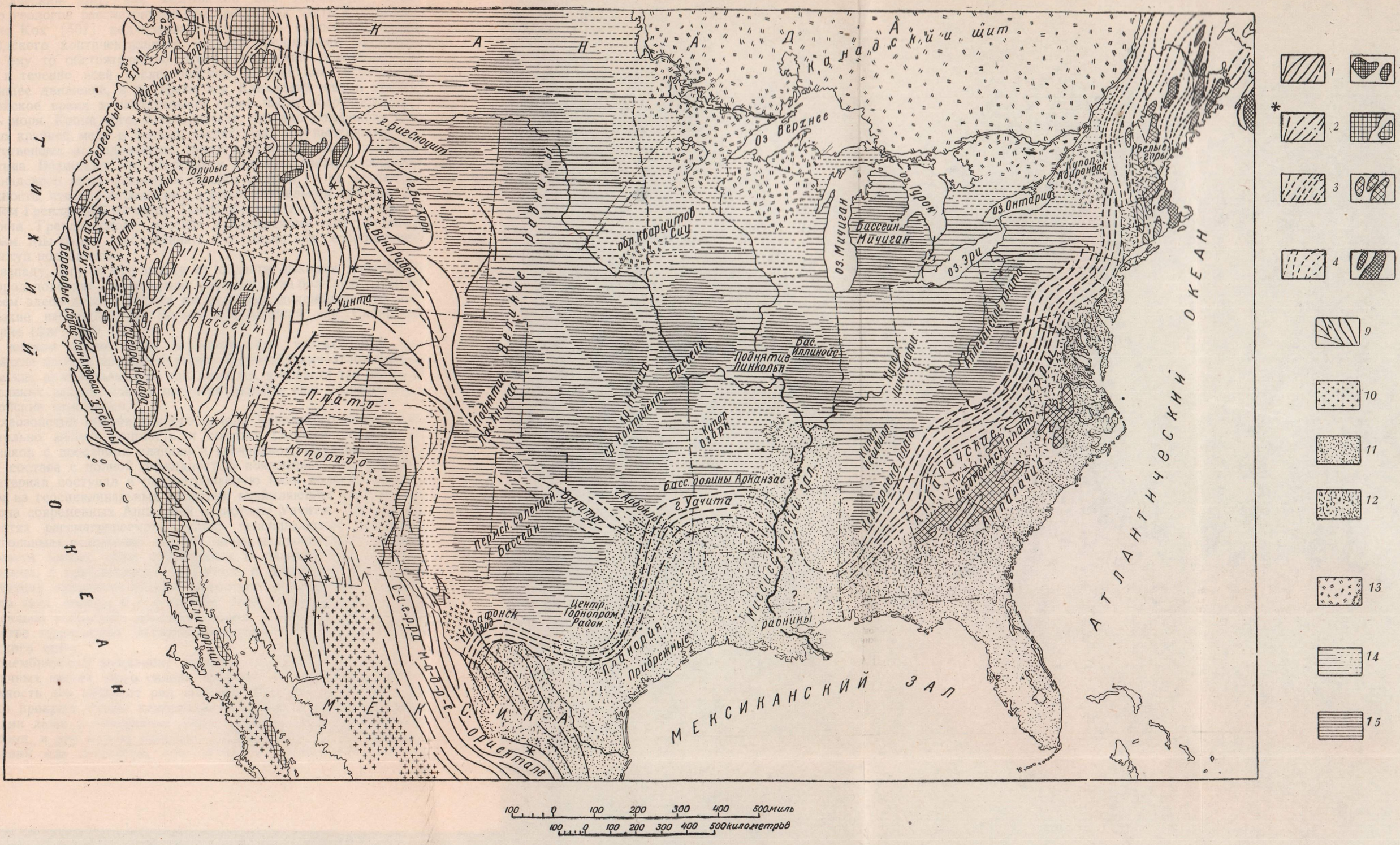
Ядром североамериканского континента является так называемый Канадский щит, сложенный более или менее сильно метаморфизованными и дислоцированными докембрийскими породами, складчатость которых закончилась до начала палеозоя. В средней и восточной Канаде, а также в США вдоль южной границы великих озер, т. е. в местностях, прилегающих к Гудзонову заливу, докембрийские породы на очень больших площадях выходят непосредственно на поверхность или же прикрыты только относительно тонким чехлом спокойно лежащих нижне- и верхнесилурийских отложений, которые налегают на волнистую, сглаженную до степени пенеплена поверхность докембрийских образований. По всей вероятности, к Канадскому щиту принадлежит и почти вся Гренландия (фиг. 107).

Геологическое строение Гренландии известно нам лишь в отношении более или менее широкой полосы ее, прилегающей к берегу. Наибольшая средняя часть полуострова покрыта огромными толщами материкового льда. Исходя из строения прибрежных, лишенных ледяного покрова частей острова, можно с большой долей уверенности предположить, что почти весь его массив сложен докембрийскими породами и что он представляет такой же древний



Фиг. 107. Структурная карта Северной Америки, по Борну [466].

Ad — Адирондэк; *Ar* — горы Арбукль; *BH* — Блэк Гиллс; *CA* — ось Цинциннати; *CB* — угольный бассейн Мичигана; *EIC* — восточный внутренний угольный бассейн; *FR* — Фронт Рэндж; *K* — мел на прибрежных равнинах; *LR* — Малые Скалистые горы; *N* — неоген на Прибрежных равнинах; *NA* — ось Нашвиль; *O* — горы Уачита; *P* — палеоген на Прибрежных равнинах; *PB* — Пенсильванский бассейн; *K* — четвертичные отложения на Прибрежных равнинах; *SMO* — Сиерра-Мадре Ориенталь; *Wi* — горы Вичита; *WJC* — западный внутренний каменноугольный бассейн.



Фиг. 108. Схематическая структурная карта США, по Кингу [503].

Линии простирания: *1* — ларамийской орогении (конец мелового, начало третичного периода); *2* — невадийской орогении (верхняя юра или нижний мел); *3* — верхнекаменноугольной и пермской орогении (включая аппалачскую орогению); *4* — Таконской и Акадейской орогении (главным образом ордович и до девона).

Батолиты: *5* — ларамийской орогении; *6* — невадийской орогении; *7* — верхнекаменноугольной и пермской орогении; *8* — таконской и акадийской орогении; *9* — третичные и четвертичные сбросы в береговых хребтах и плато Колорадо; *10* — третичные лавовые потоки в области Кордильеров; *11* — прибрежные равнины Атлантического океана и Мексиканского залива; *12* — докембрийские породы Аппалачии и Ланории; *13* — докембрийские породы, выступающие на поверхность в области Канадского щита и южных частях южного склона последнего; *14* — положительные области склонов Канадского щита (подземные выступы докембрийского фундамента); пунктирные линии указывают более высоко приподнятые части выступов; *15* — отрицательные области склонов Канадского щита (впадины).

Архангельский А. Д.

кристаллический щит, как Балтийский или Канадский. Большинство геологов рассматривает его просто как часть Канадского щита, но Кох [507] подчеркивает известную самостоятельность Гренландского континентального массива. Основанием для этого служит ему то обстоятельство, что Гренландский докембрийский массив в течение всей послеэозойской истории имел в основном восходящее движение, в то время как Канадский щит в древнепалеозойское время в значительной своей части погружался под уровень моря. Кроме того, Кох отмечает, что дно Баффинова пролива, по крайней мере в южных частях, как это выяснилось при соответственных исследованиях, состоит из известняков палеозойского типа. Возможно, что известняки эти представляют обычные для Канадского щита наплитные осадки силура, но не исключена возможность, что они отложились в геосинклинальном прогибе, отделявшем Гренландию от щита. Таким образом, по Коху, вопрос об отношении Гренландского массива к Канадскому щиту остается открытым. Мы будем рассматривать его только как северо-восточный выступ последнего.

К западу, югу и юго-западу от области выходов докембрийских пород поверхность последних опускается на большую глубину; мы имеем здесь дело с такими же склонами докембрийского массива, какие наблюдали на Восточноевропейской или Сибирской платформе (фиг. 108).

На южном склоне щита, в центральных частях США, докембрийские породы прикрыты только палеозойскими отложениями, до пермских включительно, на западном же, в области так называемых Великих равнин, поверх палеозоя развиты еще мезозойские и кайнозойские отложения.

Палеозойский покров южного склона Канадского щита имеет относительно малую мощность и состоит главным образом из известняков с прослоями сланцев и песчаников. Изучение изменений их состава с полной очевидностью показывает, что обломочный материал поступал в рассматриваемую нами область главным образом из геосинклинальных областей, окаймляющих щит, именно из района современных Аппалачей и системы Уачиты. Так, в средних частях рассматриваемого склона пенсильванские (верхнекаменноугольные) отложения состоят почти исключительно из перемежаемости тонких слоев известняков и сланцев морского происхождения; с приближением к Уачите и Аппалачам количество кластических элементов сильно возрастает, появляются континентального типа породы и в частности угли; одновременно с этим очень сильно возрастает мощность пород. В значительно меньшем количестве терригенный материал поступал с севера, из области Канадского щита.

Докембрийский фундамент южного склона Канадского щита в различных частях этого склона залегает на различной высоте. Поверхность его образует ряд широких вздутий, на которых докембрий прикрыт только кембрийскими и силурийскими породами, а местами даже и совершенно лишен покрова нормальных осадочных пород, и ряд весьма широких (по нескольку сот километров) углублений или бассейнов, где сохранились каменноугольные и

пермские отложения. Эти купола и бассейны или впадины располагаются полосами, имеющими в общем меридиональное и ССВ простирание.

По восточной окраине южного склона протягивается длинная и очень глубокая предгорная впадина Аппалачей, в пределах которой располагается плато Кумберлэнд и Аллеганское. К северу впадина выклинивается, и купол Адирондэк здесь непосредственно граничит с Аппалачами.

Параллельно предаппалачской впадине, вдоль западного края последней, протягивается в том же ССВ направлении ряд широких куполов, из которых южный известен под названием Нашвиль, средний — Цинциннати и северный — Адирондэк. Два первых купола слагаются с поверхности древнепалеозойскими отложениями, в северном же выходят докембрийские породы.

К западу от этой полосы поднятий располагаются два обширных бассейна — Мичиганский и Иллинойский, выполненные каменноугольными породами; к югу от Иллинойского бассейна находится так называемый залив Миссисипи — широкий молодой прогиб, средняя и южная части которого лежат уже вне пределов Североамериканской докембрийской платформы, а северная располагается, повидимому, на месте предгорной впадины восточной части системы Уачиты и южных Аппалачей.

Следующая полоса поднятий состоит на севере из мысоподобного подземного выступа докембрийского фундамента между оз. Мичиган и верхним течением Миссисипи и Миссури и огромного купола Озарк; большая часть купола с поверхности сложена древнепалеозойскими породами, но в восточной части последнего выходят и докембрийские образования. От расположенной южнее складчатой палеозойской системы Уачиты купол Озарк отделяется заполненной каменноугольными отложениями предгорной впадиной, известной под названием бассейна долины Арканзаса.

К западу от описанной системы поднятий располагается огромный срединно-континентальный бассейн, в пределах которого на поверхности развиты каменноугольные и пермские отложения, полого в общем падающие на запад. Рельеф поверхности подстилающих их докембрийских пород не соответствует этому падению. Многочисленные бурения показали, что срединно-континентальный бассейн узкой полосой приподнятых древних пород, так называемым погребенным кряжем Немага (Nemaha), подразделяется на восточную и западную части. На этом кряже докембрийские породы местами располагаются не глубже 150 *м* ниже дневной поверхности. Кряж Немага на севере связывается, повидимому, с так называемой кварцитовой областью Сиу, представляющей обширный пологий купол, в средних своих частях сложенный докембрийскими кварцитами.

Изучение деталей структуры описанных крупных изгибов пород в пределах южного склона Канадского щита показывает, что они обязаны своим происхождением частью еще докембрийским движениям, частью же повторным поднятиям и опусканиям, которые имели место в палеозое. Наличие этих движений особенно ясно выступает из того, что в пределах впадин или бассейнов серия оса-

дочных пород является значительно более полной, чем в областях выступов складчатого фундамента или куполов, где и мощность осадочных пород меньше, чем во впадинах, и где среди них постоянно наблюдаются следы перерывов. Особенно крупные движения происходили в рассматриваемой нами области в среднем палеозое, так как каменноугольные отложения залегают здесь на более древних породах резко трансгрессивно и несогласно.

Кроме описанных крупных изгибов, на южном склоне Канадского щита имеются и более мелкие тектонические нарушения, состоящие из очень пологих, обычно не замечаемых непосредственно складок, а также сбросов, которые широко развиты по периферии выступа.

Западный и юго-западный склоны Канадского щита в пределах США обнимают область, известную под названием Великих равнин. Этот западный склон отличается от южного широким развитием мезозойских, именно меловых и третичных отложений. С тектонической точки зрения он является также предгорной впадиной системы Кордильер. Слагающие рассматриваемую область породы образуют весьма широкую несимметричную синклиналеподобную впадину; на восточном крыле последней падение пород очень пологое, на западном же, прилежащем к системе Скалистых гор, оно значительно круче.

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ СООРУЖЕНИЯ

Очерченная в предыдущем Североамериканская докембрийская платформа с северо-востока, востока, юга и запада опоясана складчатыми сооружениями более молодого возраста.

Каледониды Гренландии. На северо-востоке складчатые сооружения послекембрийского возраста известны в Гренландии [507].

На северной и восточной окраинах Гренландии докембрийские породы сменяются сложно дислоцированными палеозойскими, простирание которых направлено в общем параллельно краям докембрийского массива. Не подлежит сомнению, что мы имеем здесь дело со складчатыми сооружениями палеозойского возраста, сложившимися в основном, повидимому, в каледонский тектонический период. Главные каледонские складкообразующие движения имели место, с одной стороны, на границе между нижним и верхним силуром, а с другой — в конце силурийского периода.

Исследования последних лет показывают, что тектонические движения продолжались в геосинклинальных областях Гренландии, как и в области каледонской складчатости Англии и в герцинском периоде; результатом их было возникновение относительно пологих складок и сбросов. Кох считает возможным предполагать, что складчатость имела место в бретонскую (граница девона и карбона) и астурийскую (граница карбона и перми) фазы, а сбросы — в перми и триасе.

Система Аппалачей. С восточной стороны к Североамериканской докембрийской платформе прилегает горная система Аппалачей, формирование которой закончилось на границе палеозоя и мезозоя.

Аппалачскую систему складок в настоящее время непосредственными наблюдениями можно проследить от о. Нью-Фаундлэнд на севере в Канаде до штата Алабама на юге; южнее палеозойские породы скрываются под горизонтальными верхнемеловыми отложениями Прибрежных равнин, и о продолжении складчатой системы можно строить лишь более или менее вероятные предположения. Имея в общем очень выдержанное СВ и ССВ простирание, система аппалачских складок в то же время распространяется не прямолинейно, но образует три очень пологие и широкие дуги, обращенные выпуклостью на северо-запад. Северо-западной границей Аппалачей служит уже описанная выше предгорная впадина их, естественной же юго-восточной границы системы мы не знаем, так как на севере складки обрываются вкрест простирания Атлантическим океаном, а на юге — исчезают под мезозойскими и кайнозойскими отложениями Прибрежных равнин. Принято думать, что в южной половине система палеозойских складок ограничивается древним «краевым массивом» (borderland) Аппалачия, образующим, согласно господствующим среди американских геологов представлениям естественный, внутренний, край системы; породы этого краевого массива слагают плато Пьедмонт (Piedmont). Изучение европейского и в особенности азиатского материалов заставляет нас отрицать теорию краевых массивов и считать их аналогами срединных масс евразиатских складчатых сооружений. Поэтому мы склонны рассматривать плато Пьедмонт, как западную окраину осевой области Аппалачской складчатой системы, а современные Аппалачи считать западной периферической частью этой системы. При таких условиях приходится думать, что Прибрежные равнины скрывают не окраинную массу Аппалачей, а средние, наиболее сильно дислоцированные и метаморфизованные части складчатой системы и, может быть, частично юго-восточную окраину последней. Доказательства правильности такого взгляда будут приведены ниже.

Пересекая Аппалачи вкрест простирания, можно убедиться, что структуры внешних западных и внутренних восточных частей системы на всем протяжении последней существенно отличаются одна от другой.

«Внешние складки на северо-западе, говорит Кинг [503], широки и открыты, но интенсивность деформации возрастает по мере движения вкрест простирания во внутренней части горного сооружения. Внутренние складки на юго-востоке высоки, сильно сжаты, и бóльшая часть их опрокинута на северо-запад. Метаморфизация пород также возрастает к юго-востоку. В некоторых местах внешняя часть складчатого пояса отличается следами надвигов, по которым породы геосинклинали передвинуты к северо-западу, но в других местах сильная деформация прекращается в этом направлении путем постепенного уменьшения высоты складок. В юго-восточной части складчатого пояса палеозойские слои, отложившиеся во внутренней части геосинклинали и теперь частично метаморфизованные, надвинуты на внешние зоны. Эти внутренние части в свою очередь перекрыты большими покровами докембрийских пород краевой массы (хинтерланда). Внутри краевой массы батолиты гранитов, не показывающих следов рассланцевания или изменения,

интрудируют древние породы; внедрение их относится, вероятно к концу орогенической эпохи».

С особой отчетливостью проявляется структура Аппалачей в средних и южных частях горной системы. Здесь в них легко различить несколько относительно узких полос, отличающихся одна от другой по характеру рельефа и структуре. Внешняя зона, прилегающая к предгорной впадине, состоит из сильно наклоненных палеозойских пород. Чрезвычайно большой интерес представляет то обстоятельство, что породы, слагающие эту внешнюю зону, отличаются от пород предгорной впадины значительно большей мощностью и значительно бóльшим развитием обломочных пород. Здесь, как и на Урале, можно отчетливо видеть, что питание аппалачской геосинклинали обломочным материалом шло не со стороны древнего платформенного массива, а из внутренних частей геосинклинальной области, которые благодаря этому и рассматриваются американскими геологами как краевые массивы геосинклиналей. В южных частях рассматриваемого района по внешней границе зоны сильно развиты надвиги, направленные на СЗ, в сторону платформы.

Вторая зона в северной части рассматриваемой области состоит из хорошо палеонтологически охарактеризованных древнепалеозойских и докембрийских пород, образующих антиклинорий, надвинутый на предыдущую зону. В южных частях области развиты метаморфизованные, лишенные ископаемых породы, также относящиеся, повидимому, к древнему палеозою и докембрию и также надвинутые на северо-запад.

Третью, юго-восточную, зону слагают породы плато Пьедмонт; зона эта, частично по крайней мере, считается за краевой массив Аппалачской системы. Основанием к этому служит, с одной стороны, то, что здесь развиты главным образом докембрийские породы, а с другой — то, что район плато по господствующим представлениям являлся областью питания аппалачской геосинклинали обломочным осадочным материалом. Приходится, однако, отметить, что среди докембрийских пород в синклиналях здесь встречаются зажатые остатки кембрийских и ордовичских кварцитов; это показывает, что частично складчатость плато Пьедмонт во всяком случае моложе кембрия и нижнего силура. Упомянутые выше мало измененные гранитные интрузии этой области относят к карбону. Докембрийские породы плато Пьедмонт подобно породам предыдущих зон образуют надвиги с востока на запад и перекрывают породы второй зоны.

Складчатость Аппалачей не является результатом какого-либо одного движения и сложилась как следствие ряда тектонических фаз. Имеющийся материал показывает, что по времени дислокаций северные и южные Аппалачи значительно разнятся между собой. В северных частях системы очень большую роль играли древнепалеозойские движения, имевшие место, с одной стороны, между нижним и верхним силуром (таконские движения), а с другой — в конце девона (акадийские движения). Кроме того, здесь имелись и послекаменноугольные движения, о чем говорит наличие дислоцированных каменноугольных пород. В средних и южных частях системы докаменноугольная складчатость проявлялась очень

слабо. Имеется много данных предполагать каменноугольные тектонические движения, которые хорошо доказаны в системе Уачиты (конец миссисипского времени). Кроме того, несомненно, складчатость происходила в конце палеозоя, так как пермские слои здесь дислоцированы одинаково с каменноугольными. Триасовые породы в складчатости уже не участвуют, но показывают еще значительные наклоны и пересечены большими сбросами. В области плато Пьедмонт складчатость, судя по всему, происходила в каледонское время, т. е. раньше, чем в периферической части системы.

Система Уачита — Вичита — Марафонские горы. В штате Алабама дислоцированные палеозойские породы Аппалачей скрываются под ненарушенными меловыми отложениями залива Миссисипи. Мощный покров новейших отложений не позволяет проследить дальнейший ход погребенной складчатой системы путем непосредственных наблюдений, и об этом мы можем строить лишь более или менее вероятные предположения, исходя из разрозненных выходов дислоцированного палеозоя вдоль южной окраины Североамериканской платформы и из результатов глубокого бурения.

Глубокие буровые скважины встретили дислоцированные палеозойские породы в штате Миссисипи приблизительно на половине расстояния, отделяющего южный конец Аппалачей от сложенных дислоцированными палеозойскими образованиями гор Уачита, расположенных в штатах Арканзас и Оклагома. По стратиграфическим и структурным признакам Уачита настолько близка к Аппалачам, что связь между этими двумя горными сооружениями представляется в высшей степени вероятной. Кинг полагает, что она осуществляется благодаря резкому изгибу простирания складок в недрах залива Миссисипи. В пределах Оклагомы на северной окраине Уачиты развиты такие же надвиги в сторону платформы, какие мы видели на внешней окраине Аппалачей. Количество обломочных элементов в породах, слагающих Уачиту, так же как и мощность этих пород, возрастает по мере движения с севера на юг. Это показывает, что на юге под покровом мезозойских и кайнозойских пород Прибрежных равнин и залива Миссисипи скрыты средние, более древние части системы, аналогичные краевому массиву Аппалачия. Здесь массив этот получил название Л л а н о р и я. У западного конца Уачиты складки последней поворачиваются на ЮЗ, и затем палеозойские породы вновь скрываются под меловыми.

«По направлению к югу, — говорит Кинг, — в Тексасе, характерные для горной системы породы были прослежены скважинами в узкой полосе до Сан-Антонио. К западу от складчатой полосы под мелом были обнаружены (палеозойские) породы платформенной фации, а к востоку от нее — древние сланцы, принадлежащие, вероятно, Лланории. Близ Сан-Антонио складчатый пояс круто поворачивает на запад, обходя массив форланда, и продолжается до района Марафона в западном Тексасе».

Стратиграфия складчатого массива Марафона весьма похожа на стратиграфию Уачиты. В складчатости участвуют породы до верхнепенсильванских включительно. Пермь залегает на них несогласно и

только слабо наклонена. Южнее Марафонских холмов в Мексике имеются выходы древних пород, которые принято считать принадлежащими Лланории. На западе марафонские складки, обрезаются более молодыми складками системы Кордильер.

Западнее Уачиты располагается возвышенность Вичита, состоящая подобно Уачита из сложенных в складки палеозойских пород. Буровые скважины показывают, что мы имеем здесь дело с системой складок, которые, начинаясь на востоке у края Уачиты, следуют в ЗСЗ направлении в северо-западный Техас и, повидимому, далее в штат Колорадо, где они примыкают к палеозойским складкам Скалистых гор.

По Кингу система Вичита была приподнята в конце миссисипского времени (нижний карбон) и несогласно прикрывается пенсильванскими слоями. Учитывая то обстоятельство, что в системе Уачиты пенсильванские породы участвуют в складчатости, приходится принимать, что складчатость Вичиты древнее складчатости Уачиты. Простирание складок Вичиты образует почти прямой угол с простиранием Уачиты. Можно думать, что складки последней надвинуты на складки Вичиты.

ПРИБРЕЖНЫЕ РАВНИНЫ МЕКСИКАНСКОГО ЗАЛИВА

К югу от южного конца Аппалачей и системы Уачита — Марафон по периферии Мексиканского залива располагаются обширные равнины, сложенные покойно залегающими слоями меловых и третичных отложений, которые в общем имеют слабый наклон по направлению к заливу. Мощность этих пород очень велика, так как в южной Луизиане глубокие скважины в 1600 и 1800 *м* далеко еще не прошли всей их толщи. Геофизические исследования дают основание думать, что мощность эта достигает не менее 4500 *м*. Близ береговой линии один плейстоцен, как показывает бурение, достигает 790 *м* мощности.

Кроме общего слабого падения слоев, о котором говорилось выше, породы Прибрежных равнин испытывают пологие и широкие изгибы, оси которых в общем направлены перпендикулярно береговой линии. Чрезвычайно оригинальной особенностью Прибрежных равнин являются далее так называемые соляные купола, поднимающиеся с неизвестной глубины и выносящие нефть.

Из чего сложен складчатый фундамент Прибрежных равнин, остается неизвестным. Согласно господствующим представлениям под молодыми породами на востоке залегает массив Аппалачии, бордерлэнда системы Аппалачей, а на западе — Лланория — такой же бордерлэнд системы Уачита — Марафон. Мы здесь вновь сталкиваемся с основным, принципиальным вопросом о существовании и роли «краевых массивов» американских геологов и должны на этот раз остановиться на нем подробнее. Рассмотрим подробнее аргументацию, которую приводит в своей сводке Шухерт [532]. Под названием Лланории он понимает «очень древнюю» положительную область в пределах Арканзаса, Оклагомы, Луизианы и восточного Техаса. «Вся эта страна в настоящий момент скрыта главным образом под позднемезозойскими и кайнозойскими морскими

отложениями. Ее существование во всяком случае вытекает из того, что краевой массив должен был существовать к югу и к востоку от Уачиты, чтобы доставить в пределы этой геосинклинали накопившиеся там осадки. Кроме того, чрезвычайно мощные каменноугольные отложения геосинклинали (свыше 6000 *м*), наилучше обнаженные в Арканзасе и в юго-восточной Оклагоме, утолщаются и делаются более грубозернистыми к югу; это доказывает, что обломочный материал шел из расположенной южнее гористой страны, которая была приподнята в позднемиссисипское время. Туфы формации Stanley показывают то же самое, а именно, что вулканический пепел поступал с вулканов, располагавшихся южнее Луизианы.

«Происхождение древней страны Лланория относится, вероятно, к докембрийскому периоду, и все американские палеогеографы согласны в том, что она представляла обширный положительный массив в течение палеозойского времени. Повидимому, в течение большей части этой эры она представляла низменную страну, но с конца миссисипского времени заметно начала подниматься и, наконец, была сложена в складки и превратилась в гористую область, доставлявшую бóльшую часть продуктов ее разрушения в пределы геосинклинали Уачита, в северный Арканзас, восточную Оклагому и восточный Техас».

Таким образом существование Лланории как древней, еще докембрийской положительной массы выводится из того факта, что в геосиклинальные прогибы системы Уачиты с юга в палеозое, и главным образом в пенсильванское время поступали огромные массы обломочного материала.

Как мы увидим в дальнейшем, южнее рассматриваемых геосинклинальных прогибов, в Центральной Америке и в районе современных Больших Антильских островов и северной окраины Южной Америки, в палеозое располагалась обширная геосинклинальная область, следами которой являются палеозойские складки указанных мест. При таких условиях происхождение Лланории могло быть двоякое. Во-первых, это мог быть такой же платформенный массив, отколотый от Североамериканской платформы при разрастании на север Центральноамериканской геосинклинальной области, какими являются Большой соляной бассейн и плато Колорадо. Во-вторых, возвышенные участки центральных частей геосинклинальной области могли образоваться в связи с тем, что эти части раньше периферических пережили складчатость и приобрели частично характер горной страны. Складчатость и поднятия могли иметь здесь место и в древнем палеозое и особенно были развиты в верхнепалеозойское время, как это признает и сам Шухерт.

МЕЗОЗОЙСКИЕ И КАЙНОЗОЙСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ СООРУЖЕНИЯ СИСТЕМЫ СЕВЕРОАМЕРИКАНСКИХ КОРДИЛЬЕР

С запада к Североамериканской платформе примыкает полоса складчатых горных сооружений, достигающая в пределах США 1600 *км* ширины. На севере складки этой системы находят продолжение в Азии, а на юге они переходят непосредственно в горные сооружения Центральной Америки, которые мы рассмотрим от-

дельно. Вся совокупность рассматриваемых складчатых сооружений объединяется под названием Кордильер Северной Америки, но в геологическом отношении представляет весьма разнородный и сложный комплекс, различные части которого возникли в различные геологические эпохи и имеют различную геологическую историю.

По возрасту складчатости Североамериканские Кордильеры можно подразделить на три пояса. Восточный пояс, прилегающий к древней платформе, обязан своим происхождением в основном ларамийской складчатости, происходившей в конце мелового и начале третичного периода; складчатость, определяющая современную структуру среднего пояса, относится к концу юры и началу нижнего мела, и наконец, западный, прилегающий к Тихому океану пояс возник во второй половине третичного периода. Мы рассмотрим эти пояса последовательно, начиная с восточного, причем нам придется останавливаться главным образом на территории США, так как и более северные, принадлежащие Канаде, и более южные, расположенные на территории Мексики, части системы изучены еще весьма несовершенно.

Восточная зона или зона ларамийской складчатости

Полоса складчатых и сбросовых горных сооружений, возникших в конце мелового и в начале третичного времени, легко прослеживается на протяжении всей Северной Америки, начиная от системы хребтов Эдикот на Аляске и кончая Сиерра-Мадре в Мексике. В северной части, от Аляски до верховьев Миссури, система эта, известная здесь под названием Скалистых гор, состоит из параллельных, более или менее тесно сближенных складчатых хребтов, которые в Аляске образуют широкую дугу, обращенную выпуклостью к северу, а южнее протягиваются в юго-восточном направлении.

Начиная от верховьев Миссури, характер ларамийского складчатого пояса меняется: он сильно расширяется и подразделяется на две ветви. Восточная ветвь, за которой сохраняется название Скалистых гор, состоит из серии изгибающихся и различно ориентированных массивных горных хребтов, отделенных один от другого участками низменности. Эти межгорные понижения являются продолжением Великих равнин западного склона Канадского щита и, очевидно, представляют их участки, не затронутые складчатостью. Складки в этой части Скалистых гор частично делаются очень широкими, массивными. В южной половине ветви слагающие ее хребты отделяются от западной ветви весьма крупным платформенным массивом, известным под названием плато Колорадо и имеющим около 800 *км* длины и 500 *км* ширины.

Западная ветвь ларамид, расположенная к западу от плато Колорадо, составляет восточную часть ориентированной в общем меридионально системы хребтов, заполняющей Великий бессточный бассейн Североамериканских Кордильер. Огибая с севера и востока этот массив, складки принимают здесь ВЮВ и даже почти широтное простирание и затем вновь направляются на юг.

В южной части в пределах долины верховьев р. Рио-Гранде, складчатая система Скалистых гор затухает и замещается пологим широким валом, разбитым многочисленными и мощными сбросами; палеозойские отложения выражены в пределах этого вала уже в платформенной фации. Вал этот отделяет плато Колорадо от другого участка древней платформы, расположенного между двумя ветвями уже знакомой нам палеозойской системы складчатости — системы Уачиты — Марафона и системы Вичита.

Западная ветвь ларамид, располагающаяся к западу от плато Колорадо, как уже было сказано, входит в систему хребтов, заполняющих Великий бессточный бассейн. Большая восточная часть этой системы сформировалась подобно Скалистым горам в конце мелового периода и таким образом составляет с ними единое генетическое целое, а западная является более древним юрским складчатым сооружением и потому будет рассмотрена нами в дальнейшем. У южного конца плато Колорадо система ларамийских складок сильно суживается, но затем в южной части штата Аризоны и Новой Мексики, а также в пределах Мексики вновь расширяется, распадаясь на две ветви (восточная и западная Сиерра-Мадре), разделенные огромным плато, залитым третичными лавами.

В строении полосы ларамийской складчатости Бессточного бассейна участвует весьма сложная и мощная толща пород — от докембрийских до третичных включительно. Третичные образования представляют континентальные осадки, отложившиеся в большинстве случаев в межгорных впадинах, которые возникли после основной складчатости района. Чрезвычайно большой интерес представляет то обстоятельство, что в восточных частях системы древнепалеозойские отложения в ряде случаев представлены в платформенной фации; это дает повод думать, что соответственные участки геосинклинальной области возникли в относительно поздний период. Другое обстоятельство, привлекающее внимание, заключается в том, что в горной области Бессточного бассейна совершенно отчетливо можно наблюдать, как мощность палеозойских пород постепенно возрастает по мере движения к западу от плато Колорадо. Исходя из этого, можно думать, что в палеозое приподнятые геоантиклинальные участки располагались в западных частях современной горной области или в пределах современного Тихого океана, где американские геологи и в частности Шухерт помещают краевой массив (бордерлэнд) геосинклинали Кордильер — Каскадию. Третье замечательное явление, которое должно быть здесь отмечено, это — чрезвычайная устойчивость геосинклинальных условий в ларамийском поясе складчатости и отсутствие следов складчатых процессов домелового времени. В отношении области, расположенной к западу от плато Колорадо, Кинг говорит, что «восточная часть Великого бессточного бассейна лежит на месте обширной и глубокой палеозойской геосинклинали, которая избежала заметных деформаций до мезозоя или до еще более позднего времени». В отношении восточной ветви системы ларамийских горных сооружений тот же автор доказывает, что южные члены ее возникли на месте более ранней палеозойской складчатости, являющейся непосредственным продолжением складчатости системы Вичита; наоборот, «северо-за-

падные части этой группы хребтов, как например горы Уинта, не показывают следов поднятий домелового времени».

Переходим теперь к краткому обзору структуры ларамийского пояса складчатости, останавливаясь при этом, конечно, лишь на тех явлениях, которые уясняют общие закономерности строения складчатой системы Кордильер.

Севернее верховьев Миссури, до разветвления ларамийского пояса на две зоны, он с востока ограничен обычно системой мощных надвигов, в которых породы, слагающие горную систему, перемещены с запада на восток и надвинуты на меловые и эоценовые породы Великих равнин; размеры горизонтальных смещений достигают 20 и даже 40 *км*. На западе ларамийская складчатая область весьма постепенно переходит в систему юрских или «невадийских» складок и никакой определенной границы между ними здесь указать нельзя. После отделения восточной ветви надвиги наблюдаются по восточному краю как той, так и другой полосы. В отдельных случаях амплитуда горизонтального смещения доходит до 60 *км*. В пределах Великого бессточного бассейна надвиги развиты не только по краю плато Колорадо, но большого развития достигают и внутри складчатой области, причем местами скалывания и надвиги преобладают над нормальными складками. Особенного развития достигают надвиги против юго-западного угла плато Колорадо, где система ларамийских складок сильно сужена.

Кроме сбросов по окраинам плато, здесь чрезвычайно сильно развиты и нормальные сбросы. Сопротивление процессу образования складок со стороны плато Колорадо сказывается не только в образовании надвигов, но также и в том, что, подходя к краям плато, складки восточной ветви ларамийской системы отгибаются к западу и затухают.

Прежде чем переходить к юрским складчатым сооружениям, мы должны сказать несколько слов относительно плато Колорадо, которое, как мы видели выше, играет такую важную роль в строении ларамийской системы складок. Плато, структура которого прекрасно вскрывается прорезывающими его глубокими каньонами, представляет участок типичной древней докембрийской платформы и вполне аналогично по своему строению описанному выше южному склону Канадского щита. Подобно этому склону плато построено в поверхностных его частях в основном из относительно мало мощных палеозойских пород; в основании последних располагается толща докембрийских образований, состоящих из очень сильно дислоцированных и метаморфизованных изверженных и осадочных пород.

«Породы плато Колорадо, — говорит Кинг, — залегают горизонтально или слегка наклонены. Область содержит широкие поднятия и впадины (бассейны), разорванные местами нормальными сбросами или осложненные крутыми флексурами... Вдоль западной стороны поднятия имеют юго-восточное или меридиональное простирание, параллельно соседним хребтам Большого бассейна. Вдоль восточной и северной окраин плато располагаются глубокие бассейны рр. Уинта и Сан-Жуан, выполненные эоценовыми породами. По крайней мере часть этих разнообразных изгибов слоев

одновременна с более энергичной складчатостью хребтов, расположенных к востоку и западу от плато. Местами, например в горах Генри, среди осадочных пород располагается ряд лакколитов. К востоку и к югу плато оканчивается крутыми обрывами, имеющими частично сбросовое происхождение».

Судя по его положению, плато Колорадо составляло некогда единое целое с пермским соленосным бассейном, который расположен западнее его между двумя ветвями верхнепалеозойского складчатого пояса и отделяется частью складками южных отрогов Скалистых гор, частью же валом и сбросами долины верховьев р. Рио-Гранде.

Средняя зона киммерийской (невадийской) складчатости

К западу от ларамийских складчатых сооружений располагается пояс более древней складчатости, структура которого определилась тектоническими движениями второй половины юрского периода; в североамериканской геологической литературе эта эпоха складчатости известна под названием невадийской, так как особенно хорошо она проявляется в области Сиерра-Невада.

Пояс невадийской складчатости начинается на юге, немного севернее конца Калифорнского залива, и отсюда протягивается на северо-запад через горный массив Сиерра-Невада и горы Клэмэс. В пределах последних складки дугообразно отклоняются на северо-восток и исчезают под огромными покровами третичных лав, покрывающих плато Колумбия и затем длинным широким потоком продолжающихся вдоль долины Змеиной реки. Вновь появляются складчатые породы рассматриваемой системы в Синих горах, где складки опять отгибаются к северу и близ границ Канады подходят к самому берегу Тихого океана. В пределах Канады невадийские складчатые сооружения слагают Каскадные горы, затем продолжаются в горы Аляски. Здесь простирания резко дугообразно изгибаются, и дальнейшее продолжение рассматриваемого нами пояса лежит, повидимому, на Алеутских островах. Невадийский пояс складчатости в очень многих отношениях отличается от ларамийского.

Первым бросающимся в глаза отличием является чрезвычайно широкое распространение интрузий гранитного и гранодиоритового состава, которые образуют ряд грандиозных массивов, вытянутых вдоль простирания системы. Интрузии эти прослеживаются вдоль всех Североамериканских Кордильер от полуострова Калифорния на юге и до Аляски на севере.

Чрезвычайно характерной чертой невадийского пояса является петрографический состав слагающих его пород, которые состоят главным образом из обломочных — песчаных и глинистых — пород с многочисленными покровами лав и пластами туфогенных пород. Известняки, достаточно широко распространенные в ларамийском поясе, в невадийском встречаются относительно редко и образуют обычно только линзообразные включения. Это заставляет думать, что рассматриваемая нами сейчас полоса горной системы лежала ближе к источнику обломочного материала, чем ранее рассмотрен-

ная восточная; напомним, что в пределах ларамийского пояса также нередко можно наблюдать увеличение количества обломочного материала по мере движения с востока на запад. Американские геологи, давно уже подметившие это явление, объясняют его для палеозоя существованием краевого массива или бордерлэнда Каскадии, тянувшегося широкой полосой вдоль побережья Тихого океана как к востоку, так и к западу от современной береговой линии. Для мезозоя бордерлэнд отодвигается несколько дальше к западу, и кроме того, восточнее выдвигается другая, параллельная ему полоса суши. «На базе изучения осадков геосинклинали Кордильер, — говорит Шухерт, — делается ясным, что Каскадия должна была представлять в течение протерозоя и нижнего кембрия возвышенную страну. К концу кембрия она превратилась в низменность и оставалась таковой до древнего карбона, когда была вновь приподнята». На основе всего нашего предыдущего опыта мы должны принять, что Каскадия отвечает внутренним частям геосинклинальной области Кордильер, которые, как и в других геосинклинальных областях, претерпели складчатость и поднятия раньше, чем окраинные части этих областей. Прекрасным доказательством этого является третья категория фактов, отличающих невадийский пояс от ларамийского, именно ярко выраженные следы многократных поднятий и складкообразующих процессов. Мы видели выше, что в ларамийской зоне следы орогенических движений в доверхнемеловое время, если и встречаются, то редко, а на больших пространствах и вовсе отсутствуют. Совершенно иное имеет место в невадийском поясе. Здесь, кроме основной верхнеюрской складчатости для северной Калифорнии, указываются орогенические движения в девоне, и несомненно, они имели место на границе палеозоя и мезозоя, а также на границе триаса и юры. Таким образом значительно более раннее проявление складкообразующих движений во внутренних частях геосинклинальной области не подлежит сомнению.

Западная зона третичной складчатости

Нам остается рассмотреть последний, западный, пояс Североамериканских Кордильер, известный под названием Береговых гор (Coast ranges). Основным отличием его является то, что здесь последнее проявление интенсивных складкообразующих процессов относится ко второй половине третичного периода — к миоцену и плиоцену.

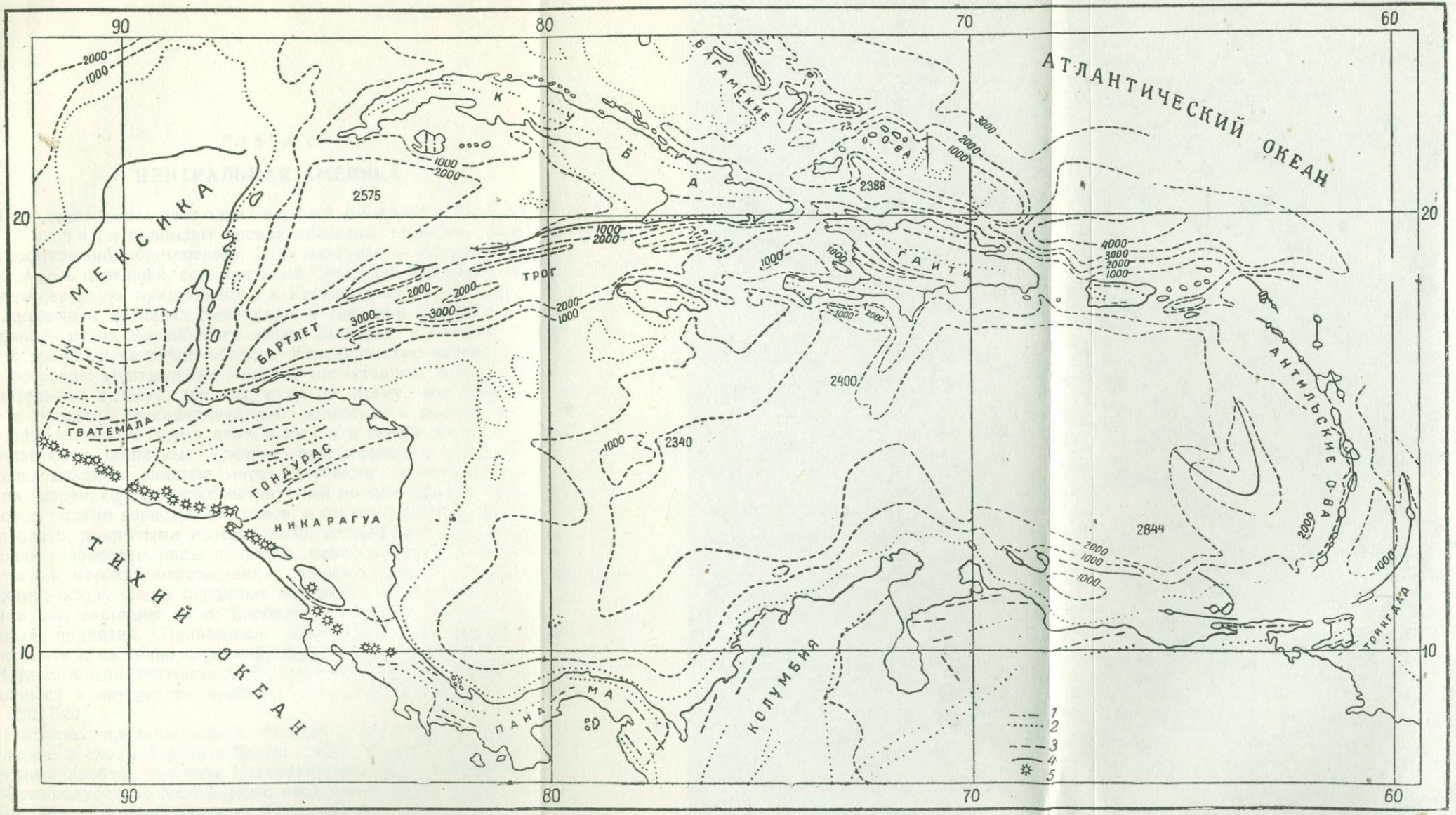
Система Береговых гор начинается в южной Калифорнии очень узкой полосой, которая севернее Лос-Анжелоса расширяется до 150 *км*. На границе штатов Невада и Ореган пояс прерывается Невадийским массивом гор Клэмэс, но севернее последнего появляется вновь и прослеживается до границы Канады. В пределах Канады геологическое строение прибрежных горных сооружений еще очень плохо изучено, и мы лишь предположительно можем наметить дальнейший ход системы в северном направлении. По мнению Борна близ северной границы США Береговые горы несколько отклоняются на запад, как это видно уже из СЗ простирания гор Олимп в северо-западной части штата Вашингтон, и уходят в океан.

«Далее Береговые цепи, образуя дугу Александра, через о. Ванкувер, о. Шарлотты и архипелаг Александра возвращаются в горах Св. Ильи на континент, отгибаются на Аляске к полуострову Кэней и находят себе продолжение на о-вах Кодьяк».

Стратиграфия системы Береговых гор известна нам неполно. Доюрские породы, представленные в их немногочисленных выходах метаморфическими сланцами и мраморами, не поддаются пока ближайшему изучению, поэтому палеозойская история рассматриваемого пояса остается неизвестной. Недостаточно ясна и история юрского периода. Повидимому, тектонические движения имели место во второй половине мелового периода, но наиболее интенсивны они были в миоценовое и плиоценовое время, когда и определилась современная складчатая структура пояса. Складчатость третичного пояса достаточно интенсивна. Кроме того, здесь чрезвычайно широким развитием пользуются мощные сбросы, которые часто прослеживаются на очень большое расстояние и нередко разбивают страну на серию глыб, имеющих 10—20 *км* ширины. Движения по этим сбросам продолжаются и до настоящего времени. Особенное внимание привлекает сброс Сан-Андреас, который, протягиваясь в северо-западном направлении на 960 *км*, пересекает под острым углом всю систему третичных складок, уходя на северо-западе под воды Тихого океана. Во время землетрясения 1906 г. западное крыло сброса переместилось к северу по отношению к восточному на 6,5 *м*.

Особого упоминания заслуживает также долина Калифорнии, имеющая до 640 *км* в длину и до 80 *км* в ширину и отделяющая Береговые горы от Сиерра-Невада.

По отношению к поясу третичной складчатости долина Калифорнии является предгорной впадиной, которая выполнена очень мощными и, повидимому, очень слабо дислоцированными меловыми и третичными породами. По существу рассматриваемая долина является чрезвычайно типичной современной геосинклиналью.



Фиг. 109. Структурная карта Караибской области Средней Америки, по Шухерту [530].

Глубины в морских саженях (сажень равна 1,83 *м*); изобаты через 1000 саж.; изобата 100 саж., показана мелким пунктиром.

1 — складки, образовавшиеся в конце палеозоя; *2* — складки, образовавшиеся в конце мезозоя и в эоцене; *3* — складки, образовавшиеся в миоцене и позднее; *4* — островные дуги; *5* — вулканы.

Архангельский А. Д.

ГЛАВА V

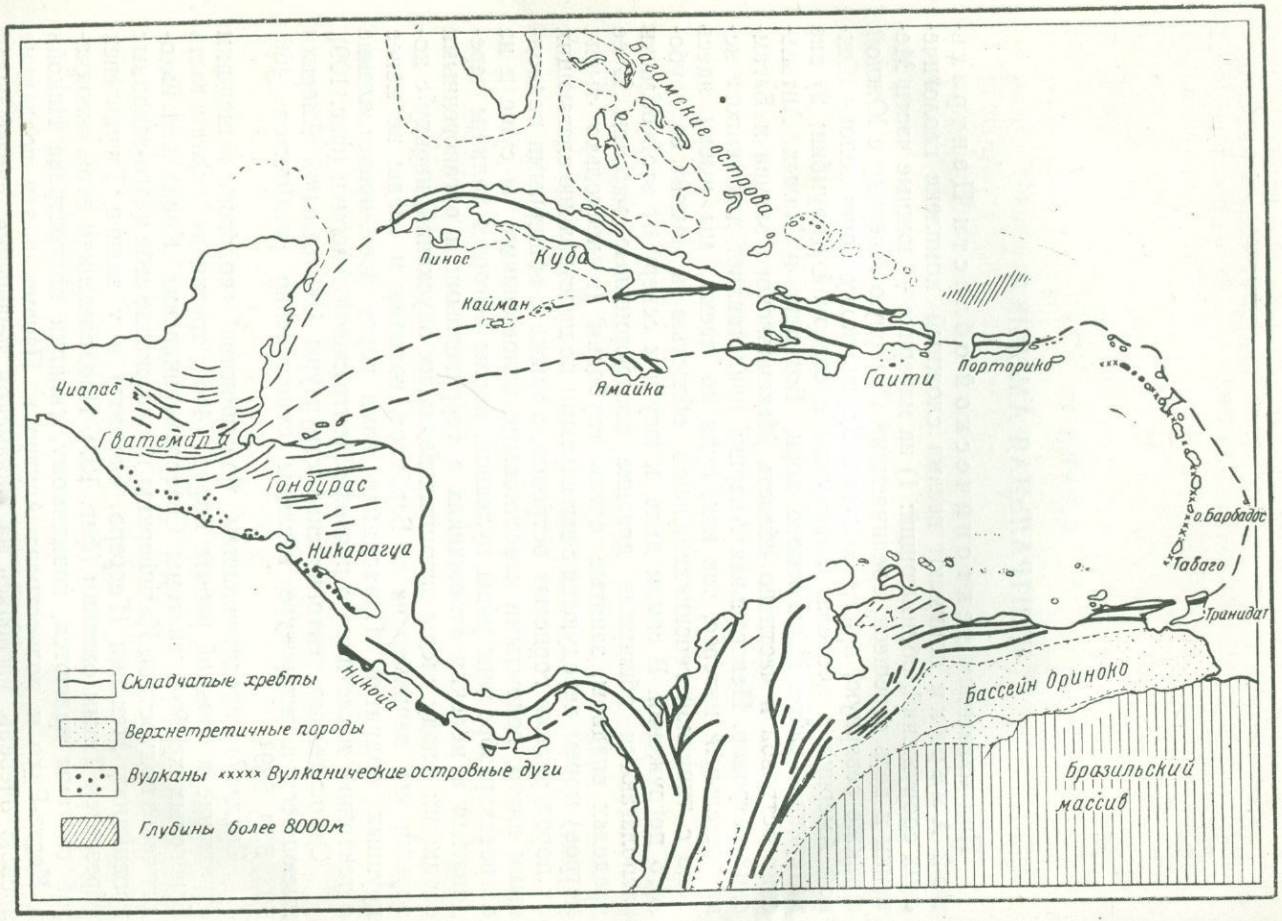
ЦЕНТРАЛЬНАЯ АМЕРИКА

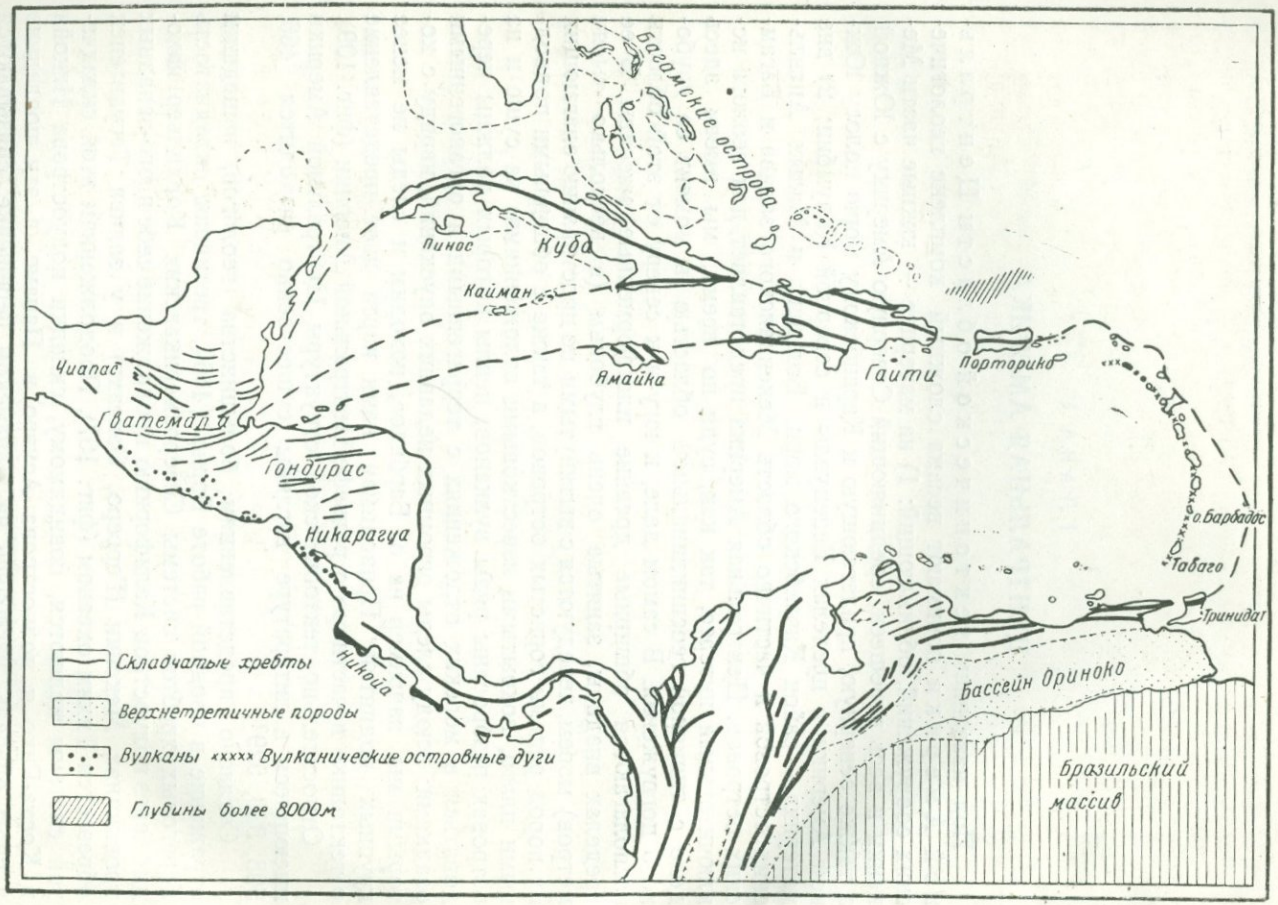
Под названием тектонической области Центральной Америки понимают весьма сложный комплекс геологических сооружений, обнимающий: 1) на материке — южные части Мексики и весь перешеек, соединяющий Северную Америку с Южной, а также северную, прилегающую к Караибскому морю полосу Южной Америки в пределах Венецуэлы и северной Колумбии; 2) вне материка — район Караибского моря, Больших и Малых Антильских островов и частично область Мексиканского залива и Багамских островов. Центральная Америка представляет для геолога исключительный интерес, так как, судя по всему, мы имеем здесь дело с типичной геосинклинальной областью в момент ее глубокого погружения. В самом деле, к югу и к северу от этой области располагаются обширные древние платформенные массивы. В ее пределах впадины, занятые очень глубоким (в несколько тысяч метров) морем, чередуются с вытянутыми по простиранию слагающих их пород рядами гористых островов, а также с обширными подводными плато, покрытыми известковыми отложениями; на суше и на островах разбросаны ряды вулканов, пеплы которых должны чередоваться в морских отложениях с терригенными и органогенными осадками; всюду следы огромных недавних опусканий, наряду с которыми мы, например на о. Барбадос, находим и следы не менее крупных поднятий. Приводимая нами карта дает представление о тектонике и частично о рельефе Центральной Америки (фиг. 109).

Относительно тектонической структуры Центральной Америки имеющиеся в литературе взгляды существенно расходятся [466, 508, 530, 529].

Согласно представлениям большинства геологов, нашедшим отражение в сводной работе Борна [466], третичная складчатость Береговых хребтов системы Североамериканских Кордильер находит через полуостров Калифорнию продолжение себе в юго-западных провинциях Мексики (Герреро, Оаксаха) и у залива Тегуантепек обрезается Тихим океаном (фиг. 107). Продолжением этой складчатой системы являются, повидимому, складки полуострова Никойя в Коста-Рико и полуострова Асуэро в Панаме, а эти последние в свою очередь, изгибаясь на Панамском перешейке, связываются со складками западной ветви северных Анд Южной Америки.

Другая часть идущих с северо-запада мексиканских складчатых сооружений в пределах Гватемалы, Гондураса и северного Ни-


Багамские острова
Пинос
Куба
Кайман
Ямайка
Гаити
Порторико
Чиапас
Гватемала
Гондурас
Никарагуа
Никоиа
о Барбадос
Тобаго
Тринидад
Бассейн Ориноко
Бразильский массив
Складчатые хребты
Верхнетретичные породы
Вулканы ××××× Вулканические островные дуги
Глубины более 8000м



Фиг. 110. Структурная карта Средней Америки и Антильских островов, по Борну [466].

карагуа резко поворачивает на восток и веерообразно при этом расходится. Эта система складок обрезается морем, но находит продолжение в складчатых сооружениях Больших Антильских островов. Как видно из фиг. 110, Борн принимает в районе западных Больших Антилл три складчатые дуги, которые проявляются частью в виде подводных гряд, ограниченных глубокими впадинами морского дна, частью же в виде горных гряд на островах. Другие геологи (Шухерт) признают только две такие складчатые дуги. В районе о. Гаити (Испаньола) дуги эти сближаются, переходят на Порторико и затем на Малые Антильские острова.

«Восточнее островов Вирджин, — говорит Борн, — складчатая дуга направляется на ЮВ и проходит через внешние острова Малых Антилл, именно Ангвилью, Сан-Мартин, Барбаду, Антигву, восточную Гваделупу, Барбадос, Табаго, Северный Тринидат, в Венецуэлу», т. е. возвращается на материк в область Кордильер Южной Америки. «Складчатая дуга с внутренней стороны сопровождается непрерывной дугой чисто вулканических островов. Все эти, частично еще действующие вулканы характеризуются господством дацитово-андезитовых лав. Начало вулканических явлений относится к миоцену». «Главная складчатость, создавшая дуги Антильских островов, падает на конец третичного периода. Однако известны также миоценовые и постплиоценовые пароксизмы складчатости. Для создания современной структуры наибольшее значение имеют связанные с разрывами движения, происходившие в плиоцене и в третичное время. По поперечным расколам в это время происходили поднятия и опускания отдельных глыб, чем обусловливается возникновение пробелов в рядах островов. Наряду с этим в большом масштабе имели место горизонтальные смещения и вращение, что находит выражение в несоответствии отдельных складчатых горных цепей и в ступенеобразном расположении островов и горных цепей».

Из всего сказанного, а также из рассмотрения карт Борна становится ясным, что в основе изложенных идей о разветвлениях складчатых горных сооружений Северной Америки и последующем вторичном слиянии их в единую складчатую систему Южноамериканских Анд лежит представление о существовании жесткой глыбы в области Караибского моря, около которой и происходят все описанные изгибы складок.

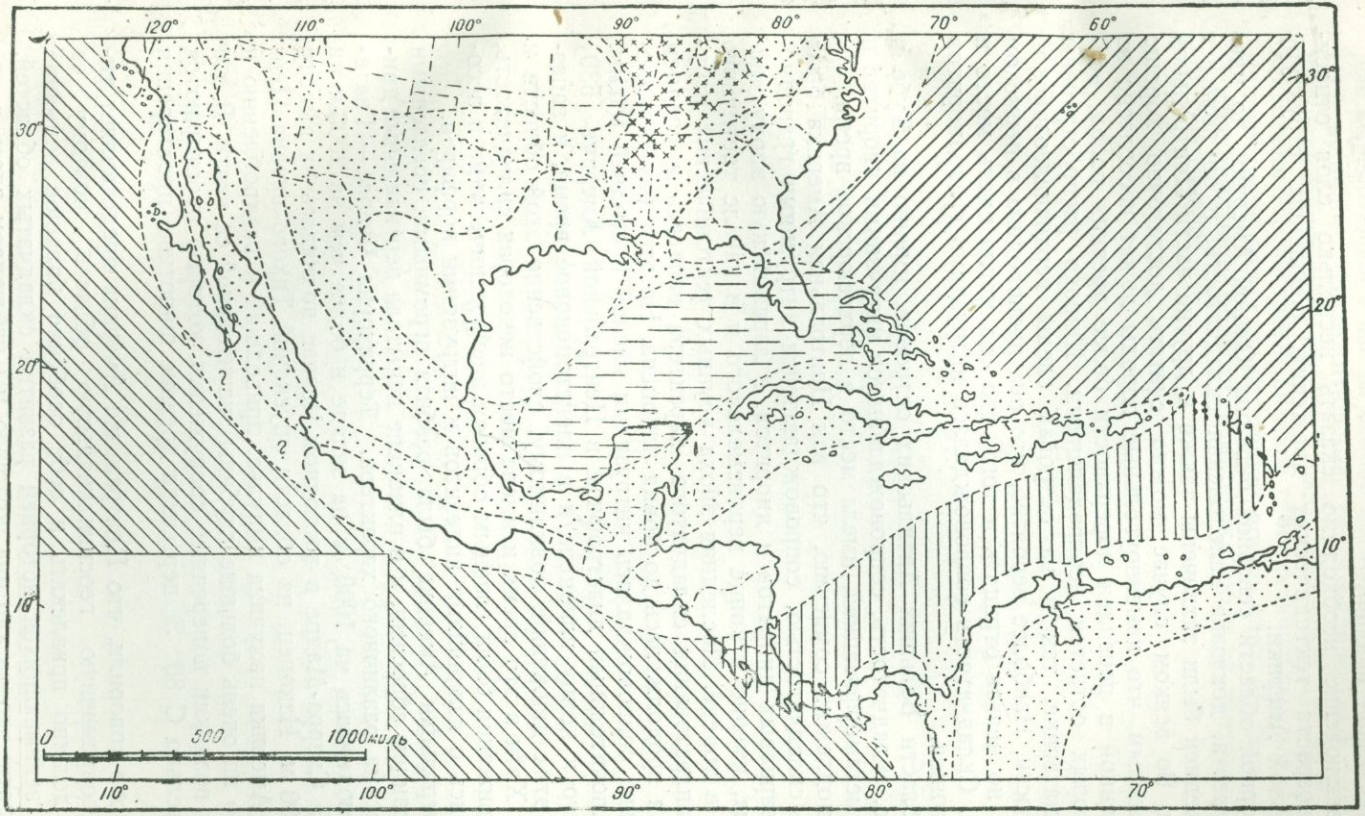
На существенно иной точке зрения стоят Хилл и Шухерт [530]. Основным положением их является то, что непосредственной связи между складчатыми системами Северной и Южной Америки не существует и что изложенные выше рассуждения базируются на смешении складчатых горных сооружений с чисто вулканическими. Горные хребты СЗ простирания, которые расположены в пределах Костарики и Панамы, имеют вулканическое происхождение; таким же чисто вулканическим сооружением является и дуга Малых Антильских островов. «Автору кажется ошибочным, — пишет Шухерт, — рассматривать молодые, чисто вулканические хребты вместе с более древними, имеющими тектоническое происхождение. Если мы соответственно с этим исключим молодые кайнозойские вулканы тихоокеанского края Центральной Америки и такие же обра-

зования одинаково молодой дуги Малых Антилл, тогда совершенно независимые поперечные складчатые горные сооружения Центральной и севера Южной Америки предстанут в их истинных структурных отношениях к аналогичным сооружениям остальной части Северной и Южной Америки».

Из работы Шухерта следует, что он считает описанную выше систему складчатых сооружений за самостоятельное тектоническое целое, возникшее на месте обширной и сложно построенной геосинклинальной области, которая располагалась между древними платформенными массивами Южной и Северной Америки. Взгляд этот представляется нам гораздо более соответствующим действительности, чем только что изложенный.

Приведенные выше карты, а также воспроизводимая на фиг. 111 карта Шухерта, рисующая расположение геосинклиналей, геоантиклиналей и бордерлэндов Центральной Америки, достаточно хорошо передают его взгляды на основные черты тектоники этой области. Последняя карта представляет большой интерес также и с точки зрения познания природы бордерлэндов или краевых массивов. Из этой карты видно, что Шухерт, подобно другим авторам, складчатые сооружения материка Центральной Америки и Больших Антильских островов связывает генетически с системой Кордильер Северной Америки; соотношения складчатых хребтов Больших Антилл с аналогичными образованиями Гватемалы, Гондураса и северного Никарагуа рисуются им приблизительно так же, как и Зюссом, Борном и др. Единое генетически тектоническое целое представляют также Кордильеры северной окраины Южной Америки и Анды Тихоокеанского побережья последней. Между собой эти две складчатые системы — Южноамериканская и Североамериканско-Антильская — не связаны. На востоке их складки не переходят одна в другую по дуге Малых Антильских островов, но затухают в недрах Атлантического океана, не пересекая его и не сообщаясь с одновозрастными складчатыми сооружениями Альпийской системы Европы и Африки.

В пределах Центральной Америки системы эти разделяются, по мнению Шухерта, чрезвычайно древней, возникшей одновременно с Тихим и Атлантическим океанами впадиной Караибского моря. Она в течение всего палеозоя и мезозоя непосредственно сообщалась с Тихим океаном, и разделяющий их теперь Панамский перешеек возник на основе вулканических нагромождений самое раннее в юрском периоде, а возможно и позднее. «Историческая геология прошлого и биогеография настоящего времени не доставляют нам убедительных доказательств, что Северная и Южная Америка были соединены Панамским перешейком до верхнемелового времени». «Наилучшим будет предположение, что Панамский подводный перешеек возник в эпоху верхнеюрского диастрофизма и что насаженные на него вулканы превратили его в надводный перешеек до конца мелового периода». Создание дуги вулканических островов Малых Антилл относится к третичному времени. Молодой возраст рассматриваемых вулканических образований не возбуждает сомнений; что же касается геологического постоянства впадины Караибского моря, то данных к этому имеется весьма мало, и



Фиг. 111. Геосинклинали, геоантиклинали и бордерлэнды Средней Америки, по Шухерту [530].

Косая штриховка — океаны; вертикальная штриховка — Караибское средиземное море; горизонтальная прерывистая штриховка — плита Мексиканского залива; белое — щиты (на севере — склоны Канадского, на юге — Южноамериканский), бордерлэнды и антиклинали; точки — геосинклинали.

не исключена возможность, что она создалась в ее современном виде достаточно недавно.

В заключение необходимо сказать несколько слов относительно возраста тектонических движений, создавших структуру Центральной Америки.

В горной области северной окраины Южной Америки, по мнению Шухерта, доказана каледонская складчатость, и он полагает что последней были захвачены также и другие части Центральной Америки. Во всяком случае можно считать достаточно хорошо установленным, что каменноугольные породы лежат несогласно на превращенной в пенеплен поверхности более древних пород, возраст которых остается неопределенным. Широко распространены как на материке, так и на островах следы верхнепалеозойской складчатости. Наиболее вероятно, что она происходила в пермском периоде, но нельзя отрицать и того, что она могла иметь место и в триасе. Складчатость сопровождалась интрузиями гранодиоритов и серпентинов.

В области Больших Антильских островов, именно на Кубе и де Пинос, складчатость, сопровождавшаяся интрузиями диоритов и сильной метаморфизацией, имела место в верхнеюрское время.

Не подлежит сомнению, что вся Центральная Америка была охвачена складчатостью, сопровождавшейся интрузиями гранодиоритов, кварцевых диоритов и диоритов, в ларамийскую эпоху диастрофизма, именно в конце верхнемелового и в начале третичного времени, в эоцене. Последняя эпоха крупных тектонических нарушений напластования складчатого характера началась в среднем миоцене и продолжалась до конца плиоцена. На этот раз складкообразование сопровождалось интрузиями кислой и средней магмы.

«Заключительный диастрофизм в Центральной Америке [530] имел место к концу плиоцена и в плейстоценовое время, и запаздывание этих движений, повидимому, свойственно этой области и Мексике. Хотя в это время и имела место некоторая складчатость, все же движения были главным образом эпейрогеническими и ассоциировались с излияниями андезитов и интрузиями порфиров.

«Центральная Америка была разбита огромными, согласными с простиранием сбросами, и в плиоцене испытала вертикальные движения весьма различного характера. Территория Чиапас — Гватемала приподнялась на 1000 *м* на западе и более чем на 2000 *м* на востоке, а Сиерра-Мадре в восточном Чиапас поднялась на высоту около 3000 *м*. Наконец, из области опусканий Тихого океана Центральная Америка получила импульс, приведший к раздроблению и опусканию на очень большие глубины значительной ее части. В это же время возникли поперечные сооружения, которые простираются приблизительно С 80° З, пересекая древние широтные простирания пород».

Мы уже говорили, что Центральная Америка представляет типичную современную геосинклинальную область, поэтому ее строение должно привлекать к себе особенно большое внимание геологов, занимающихся историей развития складчатых областей. Легко видеть, что та картина, которую мы наблюдаем здесь в настоящий момент, полностью отвечает тем представлениям о геосин-

клинальных и геоантиклинальных элементах этих областей, которые выработались у нас на основе изучения геосинклинальных областей прошлого. Положительные, геоантиклинальные элементы нашего тектонического целого в виде островных дуг приурочиваются к средним его частям, и питание геосинклинальных элементов обломочным материалом в настоящее время идет не только с окраин геосинклинальной области, с материка, но и из центральных частей ее, с островов.

ГЛАВА VI

ЮЖНАЯ АМЕРИКА И АНТАРКТИЧЕСКИЙ КОНТИНЕНТ

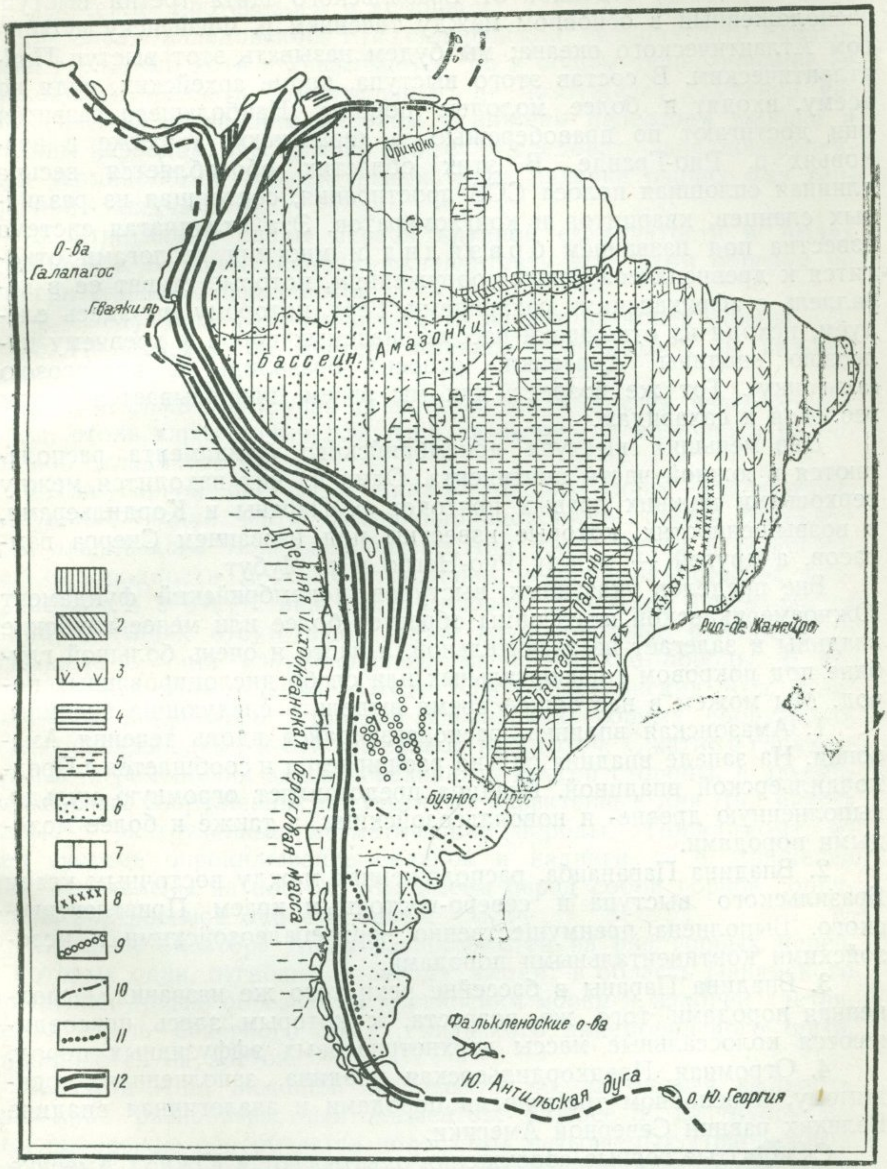
ЮЖНАЯ АМЕРИКА

По основным чертам своего геологического строения Южноамериканский материк во многих отношениях напоминает Северную Америку, но в то же время показывает и некоторые существенные, принципиальные отличия от последней. Главнейшим из них является то, что докембрийская Южноамериканская платформа, слагающая главную часть материка, не со всех сторон обрамляется складчатыми сооружениями более позднего возраста. Подобно Канадскому, Южноамериканский щит опоясывается более молодыми складчатыми сооружениями с севера, запада и юга, но аналогов Восточно-гренландской и Аппалачской складчатых систем здесь не имеется. Можно было бы считать, что Аппалачам в Южной Америке отвечает складчатая система бразилид, расположенная вдоль восточной окраины щита и относимая некоторыми геологами к древнепалеозойским сооружениям. Такой взгляд, однако, приходится считать, повидимому, не вполне обоснованным, и бразилиды, весьма вероятно, являются докембрийскими сооружениями.

Изучено геологическое строение Южной Америки несравненно хуже, чем Северной, и в соответствии с этим ряд основных тектонических вопросов является здесь еще нерешенным. Мы будем следовать в своем изложении сводным работам Борна [466], Коссмата [508] и Герта [486].

Наибольшая часть Южноамериканского материка занята огромной докембрийской платформой, которую часто называют Бразильской глыбой. Мы будем в дальнейшем называть ее Южноамериканской платформой, оставляя название Бразильской глыбы, по примеру Герта, лишь для одного из выступов докембрийского фундамента страны (фиг. 112).

Докембрийский фундамент платформы, как и в других аналогичных случаях, выходит на поверхность далеко не всюду, и мы можем различить здесь ряд выступов и впадин его поверхности. Северный, Гвианский, выступ или щит располагается между Амазонкой и Ориноко и состоит преимущественно из древнейших пород, которые принято относить к архею. К югу от Амазонки, в бассейне ее левых притоков, а также в бассейне р. Токантинж располагается второй архейский массив — Бразильский, в значительной мере прикрытый континентальными меловыми отложениями.



Фиг. 112. Структурная карта Южной Америки, по Борну [466].

1 — нижний палеозой; *2* — морской верхний карбон; *3* — серия Гондваны; *4* — верхний триас; *5* — континентальный нижний мел; *6* — третичные и четвертичные отложения, а на восточном берегу и мел; *7* — Бразильская масса; *8* — каледонские бразилиды; *9* — Сиерра пампасов; *10* — верхнепалеозойская складчатость; *11* — юрская складчатость; *12* — третичная складчатость.

Длинная впадина, выполненная верхнепалеозойскими и мезозойскими породами, отделяет от Бразильского щита третий выступ, расположенный в основном между течением р. Франсиску и берегом Атлантического океана; мы будем называть этот выступ Приатлантическим. В состав этого выступа, кроме архейских, судя по всему, входят и более молодые породы. Наибольшего развития они достигают по правобережью р. Франсиску, а также в верховьях р. Рио-Гранде. В этих областях обособляется весьма длинная сплошная полоса ССВ простирания, состоящая из различных сланцев, кварцитов и конгломератов. Эта складчатая система известна под названием б р а з и л и д и многими геологами относится к древнепалеозойским сооружениям, которые ставят ее в параллель с африканскими сахаридами. Герт, которому мы здесь следуем, исходя из отношений рассматриваемых пород к древнему палеозою впадины Амазонки, относит бразилиды к протерозою (альгонку). Тот же возраст, как мы знаем, приписывается рядом геологов и сахаридам.

Два меньших выступа докембрийского фундамента располагаются в южной части континента. Один из них находится между верховьями нижних правых притоков р. Параны и Кордильерами, в возвышенностях, которые известны под названием Сиерра пампасов, а другой — между Рио-Негро и р. Чубут.

Вне пределов указанных выступов докембрийский фундамент Южноамериканской платформы образует более или менее глубокие впадины и залегает на значительной, а часто и очень большой глубине под покровом горизонтальных или слабо дислоцированных пород. Мы можем в настоящее время выделить следующие впадины.

1. Амазонская впадина, располагающаяся вдоль течения Амазонки. На западе впадина сильно расширяется и сообщается с Предкордильерской впадиной. Впадина представляет огромную мульду, выполненную древне- и новопалеозойскими, а также и более молодыми породами.

2. Впадина Паранаиба, расположенная между восточным краем Бразильского выступа и северо-восточным краем Приатлантического. Выполнена преимущественно верхнепалеозойскими и мезозойскими континентальными породами.

3. Впадина Параны в бассейне реки того же названия, выполненная породами того же возраста, к которым здесь присоединяются колоссальные массы верхнетриасовых эффузивных пород.

4. Огромная Предкордильерская впадина, заполненная, повидимому, в основном третичными породами и аналогичная впадине Великих равнин Северной Америки.

Складчатые горные сооружения охватывают в Южной Америке полукольцом с севера, запада и юга докембрийскую платформу, образуя очень, повидимому, сложную и еще плохо изученную горную систему Анд, от которой на юге отщепляется целый ряд разновозрастных складчатых сооружений.

В строении Анд участвуют породы самого разнообразного возраста, начиная с докембрийских и кончая третичными. Чрезвычайно характерно здесь отсутствие среднего и верхнего девона и морского нижнего карбона и перми. Говорить определенно об эпохах

складчатости в Андах при современном состоянии знаний еще очень трудно, но вероятными можно считать следующие:

1. Между протерозоем и кембрием.

2. Следы каледонской, т. е. силурийской, складчатости некоторыми геологами хотя и указываются, но в общем существование ее приходится признать сомнительным; не возбуждает сомнений несогласие между нижним девоном и нижним палеозоем вообще и верхним карбоном. Несогласие это, если следовать западноевропейской терминологии, может указывать на наличие ранних фаз герцинской складчатости.

3. Отчетливые следы первой крупной складчатости в Андах относятся к верхнему сенону; складчатость эта таким образом по времени близка к ларамийской.

4. Следующая фаза складчатости падает на конец эоцена.

5. Последняя — на неоген, именно, повидимому, на нижний плиоцен.

Колоссальные интрузии гранодиоритов и других изверженных пород, столь характерные для Анд, связывают с меловой и палеогеновой складчатостью.

«Для горной системы (Анд), — говорит Борн, — характерны следующие общие черты. В противоположность горным сооружениям альпийского типа своеобразие Анд заключается в поражающей однородности морских отложений мезозоя на больших пространствах и в отсутствии столь типичной для Альп изменчивости фаций; в Андах отсутствуют также глубоководные отложения и связанные с ними ультраосновные магматические породы. В соответствии с этим и складчатость Южноамериканских Анд отличается от покровного строения альпийских горных сооружений своей правильностью и относительной простотой. Сжатие и горизонтальные перемещения здесь невелики. С другой стороны, в альпийских горных сооружениях отсутствуют характерные для Анд интрузивные и экструзивные магматические породы. Повидимому, во всей системе опрокидывание складок и надвиги, т. е. движение масс, направлены на восток. Мы имеем перед собой горное сооружение, построенное односторонне».

Севернее экватора Анды расщепляются на ряд горных цепей, из которых одни, отгибаясь к западу, уходят в область Панамского перешейка, другие обрезаются Карибским морем и, наконец, третьи, следуя вдоль северного края Гвианского докембрийского щита, направляются на восток.

В части Анд, лежащей севернее 5° ю. ш., нельзя выделить каких-либо разновозрастных элементов. Южнее 5° на тихоокеанском побережье обособляется полоса так называемых Прибрежных Кордильер, состоящих из различных кристаллических сланцев, гнейсов и гранитов докембрийского возраста. На юге полоса эта прослеживается до залива Пиньяс. Характерные для Анд молодые изверженные породы здесь отсутствуют.

Буркхгардт, Штейнман и последующие геологи считают Прибрежные Кордильеры за остаток обширной докембрийской платформы, которая до конца мелового периода ограничивала андийскую геосинклиналь с запада, играя таким образом роль бордер-

лэнда, а позже погрузилась на глубину нескольких тысяч метров на дно Тихого океана. Взгляд этот отнюдь нельзя считать доказанным, и Коссмат [528] совершенно справедливо, на наш взгляд, считает, что в мезозое область Прибрежных Кордильер представляла полосу островов, а частью имела характер современного полуострова Калифорнии, отделявшегося от берега узким, но очень длинным заливом.

Начиная приблизительно с 27° ю. ш., от общего ствола Анд начинают отходить в юго-восточном направлении складчатые сооружения различного возраста. Северными из них являются так называемые Сиерры пампасов, которые по последовательности слагающих их пород и в частности по отсутствию морского мезозоя представляются частью докембрийской платформы, приподнятой вертикальными движениями. Существуют, однако, указания, что в строении Сиерры пампасов участвуют сильно дислоцированные силурийские породы. Если бы это подтвердилось, то Сиерры пришлось бы рассматривать как остатки каледонских складчатых сооружений, которые возникли в свое время по юго-западной окраине Южноамериканской платформы.

Между Сиеррами пампасов и Андами располагается горная цепь Предкордильер, которая, отгибаясь постепенно к востоку, достигает побережья Атлантического океана в виде Сиерра де ла Вентала (на юге) и Сиерра де Тандиль (на севере), расположенных в южной части провинции Буэнос-Айрес. В этих сооружениях нижнедевонские породы дислоцированы совместно с верхнепалеозойскими. В слабой форме складчатость повторилась здесь также и после нижнего мела.

Южнее 40-й параллели от восточного края Анд, повидимому, отщепляются также некоторые складчатые сооружения, эпоха образования которых относится, вероятно, к юре.

В южной Патагонии и на Огненной земле, наконец, и главная цепь Анд отклоняется на восток.

АНТАРКТИКА

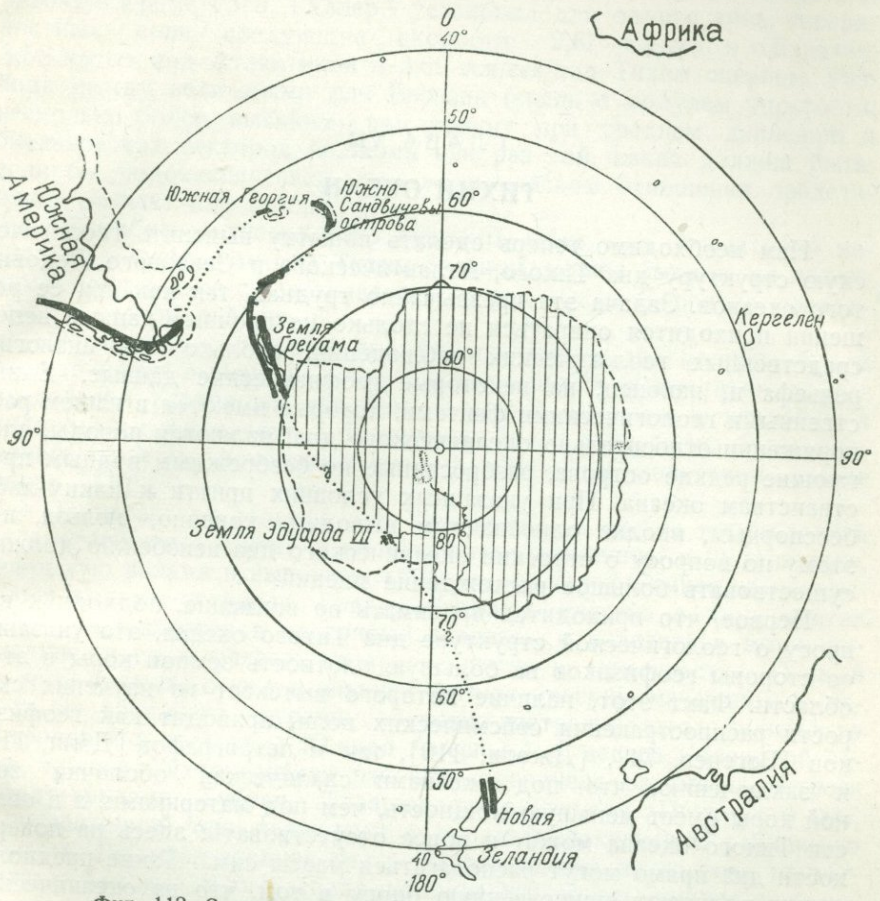
Геологическое строение Антарктического материка известно нам в настоящее время еще в очень малой степени, ввиду того, что наибольшая часть его закрыта льдами.

Судя по отрывочным имеющимся данным, приуроченным к прибрежной полосе материка, бо́льшая часть Антарктики представляет древнюю докембрийскую платформу. Более молодые складчатые сооружения, несомненно, известны на Земле Грейама, и кроме того, следы их предполагаются на Земле короля Эдуарда VII (фиг. 113).

На Земле Грейама и соседних островах развиты молодые складчатые сооружения, теснейшим образом связанные с Андами Южной Америки. На Земле Грейама простирание складок ССЗ, в Южных Шетландских и Южных Оркнейских островах оно переходит в широтное; в Южных Сандвичевых островах складки, образуя резкую дугу, круто поворачивают на запад и через острова Южной Георгии и др. направляются на соединение со складчатыми сооружениями Огненной Земли. Все упомянутые острова соединяются в одно целое подводной грядой.

Возраст складчатости определяется тем, что среднеюрские породы сильно дислоцированы и метаморфизованы.

Характерной чертой описанных складчатых сооружений является большое развитие гранодиоритов, столь широко распространенных в Андах Южной Америки.



Фиг. 113. Структурная карта Антарктики, по Борну [466].

Гранодиориты того же типа обнаружены были также на Земле короля Эдуарда VII. Это дает основание некоторым геологам предполагать, что складчатость Земли Грейама продолжается на юго-восток в этом направлении. Далее ее, как известно, связывают со складчатостью Новой Зеландии. Если бы эти предположения были правильны, то южная Тихоокеанская платформа, о которой мы будем говорить при рассмотрении Тихого океана, оказалась бы и с юга охваченной сплошной полосой складчатости, подобно тому как это имеет место с запада и востока.

ГЛАВА VII

ТИХИЙ ОКЕАН

Нам необходимо теперь сделать попытку выяснить геологическую структуру дна Тихого, Атлантического и Северного Ледовитого океанов. Задача эта чрезвычайно трудная, так как при ее решении приходится опираться не столько на прочные данные непосредственных геологических наблюдений, сколько на аналогии рельефа и, наконец, на некоторые геофизические данные. Единственными геологическими фактами, которые имеются в нашем распоряжении относительно океанического дна, являются породы, слагающие редкие острова, разбросанные по безбрежным водным пространствам океана. При указанных условиях притти к каким-либо бесспорным, вполне однозначным выводам, конечно, нельзя, поэтому по вопросу о строении океанического дна неизбежно должно существовать большое расхождение мнений.

Первое, что приходится принимать во внимание, подходя к вопросу о геологической структуре дна Тихого океана, это указания со стороны геофизиков на большую плотность земной коры в этой области. Факт этот, наличие которого вытекает из изучения скорости распространения сейсмических волн, приводит как геофизиков [Вегенер, 74], [Джоли, 110], так и петрографов [Дэли, 118] к заключению, что под океанами сиалическая оболочка земной коры имеет меньшую мощность, чем под материками, а в области Тихого океана может и вовсе отсутствовать: здесь на поверхности дна прямо могут располагаться массы сима. Такие предположения получают существенную опору в том, что на океанических островах изверженные породы представлены почти исключительно базальтами.

Приведем слова Дэли, посвященные рассматриваемому вопросу. «В средней части Тихого океана и в большей части каждого из других океанов единственно доступные для наблюдения породы вулканические, увенчанные или переслоенные осадками.

«Преобладающими лавами ... островов являются базальты, а все остальные породы, повидимому, представляют дифференциаты базальтовой магмы. Как уже выше отмечалось, никаких кварцсодержащих пород, средне- или крупнозернистых, которые характерны для сиаля, в вулканических извержениях нет. Согласно наипростейшему объяснению этих фактов как изверженный материал, так и твердые породы непосредственно под океаническими илами и красной глиной в химическом отношении имеют базальтовый характер.

«Это заключение согласуется с некоторыми сейсмологическими наблюдениями. Так, согласно Ангенхейстеру [1] скорости продольных и поперечных волн в верхней части подтихоокеанской коры соответственно равны около 6,5—7,0 и 3,75 *км/сек*. Эти скорости хорошо соответствуют полнокристаллическому базальту, габбро или диабазу. Кроме того, Гиллер [2] установил для одного типа поверхностных волн следующие скорости: 2,87 *км/сек* в Евразии, 3,58 *км/сек* под Атлантикой и 3,69 *км/сек* под Тихим океаном. Разница между величинами для Евразии (сиаль с модулем упругости, несколько более высоким, чем гранит при среднем давлении) и океанических секторов является как раз той, какая должна быть, если бы подокеаническая кора в химическом отношении представляла базальт или габбро.

«То обстоятельство, что скорость волн под Атлантикой несколько меньше, чем под Тихим океаном, может быть легко объяснимо доказанным существованием пород сиаля (вероятно прерывных) в первом районе».

Обращаясь к рельефу дна Тихого океана, мы должны будем прежде всего выяснить, какие закономерности существуют в распределении равнинных участков, с одной стороны, и островов и подводных гряд, с другой. В изучении этого вопроса мы будем следовать картам, опубликованным в «Большом советском атласе мира» [51].

По характеру рельефа дно Тихого океана можно подразделить на две основные части: 1) восточную — равнинную и 2) западную, покрытую валами и высокими грядами, проявляющимися на поверхности рядами островов. Гряды западного участка в двух местах далеко внедряются в восточные равнины, и вследствие этого последние, в свою очередь, подразделяются на три участка. Первый из них, южный, с юга ограничен Антарктическим материком, с запада — внешними дугами восточно-австралийского архипелага островов и с востока — Южной Америкой. С севера, в западной части, южная Тихоокеанская равнина ограничена валами и островными грядами Тубуаи, Товарищества, Туамоту, Питкерн и др., а в восточной она переходит в среднетихоокеанскую равнинную область. Равнины средней части Тихого океана на востоке примыкают к Америке, с юго-запада и запада ограничены подводными валами и островными грядами, а на севере сообщаются с северотихоокеанскими равнинами. Эти последние с северо-запада ограничиваются восточноазиатскими островными дугами, на севере примыкают к дуге Алеутских островов и Аляски, а с северо-запада — к Северной Америке. С юга, в западной половине, северная равнинная область замыкается грядой Гавайских или Сандвичевых островов и ее западным продолжением; на юго-западе, как уже было сказано, имеет место переход северной равнины в среднетихоокеанскую.

Переходим теперь к западной половине океана, характеризующейся наличием наряду с ровными глубокими участками подводных

[1] B. Gutenberg, Handbuch der Geophysik, Berlin, Bd. 4, Lief. 1, 1924, S. 240.

[2] W. Hiller, Gerlands Beitr. Geophysik, Bd. 7, 1927, S. 279.

валов и островных гряд, и займемся анализом его геологической структуры, основываясь на расположении этих последних, положительных элементов рельефа. Валы и гряды имеют явно закономерное расположение и в целом образуют огромной длины и ширины полосу СЗ или ЮВ простирания. В общем длина этой полосы равна 9000—11 000 *км* и ширина около 2500—3000 *км*, а на северо-западе, между Каролинскими и Гавайскими островами, — даже 3600 *км*.

Строение этой грандиозной полосы очень сложно, и она состоит из целой серии параллельных гряд, большей или меньшей длины, которые мы сейчас кратко рассмотрим. Наибольшую длину имеет юго-западная, ближайшая к восточноавстралийским островным дугам гряда. Она начинается на юго-востоке грядой, на которой расположены острова Табуаи; далее на северо-запад последовательно идут о-ва Кука, Самоа (Мореплавателей), Элис (Лагунные), Гильберта, Маршальские; на своем северо-западном конце гряда Маршальских островов несколько отгибается к югу и сглаживается; несколько отступя к югу, ее замещает кулисообразно дуга Каролинских островов, которая через о-ва Сороль и Улути сопрягается с дугой Марианских островов.

Параллельно описанной с северо-востока проходит вторая полоса островов и подводных валов. Главным членом этой системы являются острова Туамоту (Паумоту), от которых на юге отделяется короткая ветвь о-ов Мурупоа и Товарищества (Таити). Гряда Туамоту продолжается далеко на северо-восток подводным валом, на котором расположены о-ва Флинт, Восток, Тонгарева и Виктория. На юго-восток гряда в островах Дюси доходит до 125° з. д.; возможно, однако, что она здесь не затухает и что продолжением ее является вал, на котором расположены о-ва Пасхи (около 110° з. д.) и о. Сала-и-Гомес (около 106° з. д.).

Третья, параллельная двум предыдущим, полоса островных гряд намечается островами Маркизскими, Молден, Старбак и рифом Филиппа, о. Джарвис и Центральными Полинезийскими Спорадами (о-ва Рождества, Фаннинг, Пальмира и др.).

Между островами Гильберта и Марианскими на западе, Феникс и Спорадами на юго-востоке располагается обширный участок дна, рельеф которого еще мало известен; повидимому, мы имеем относительно ровную поверхность глубиной 4000—5000 *м*, на которой острова встречаются редко, обнаруживая, однако, и здесь тенденцию к полосовому расположению. К северо-востоку от этого участка располагается длинная гряда Гавайских или Сандвичевых островов, которая, начинаясь приблизительно на 145° з. д. и 20° с. ш., тянется на северо-запад параллельно описанным ранее грядам до 176° з. д. (Роко-де-Плата). С северо-запада рассматриваемый нами участок дна ограничен подводным валом, ответвляющимся от Гавайской гряды и тянущимся на ЗЮЗ через риф Крузенштерна, о. Морелл, о. Уэйк и о. Тарквинея, который расположен невдалеке от Маршальских островов. Направление этого вала совершенно не согласуется с направлением ранее описанных гряд и пересекает их под бо́льшим или меньшим углом.

Нам остается сказать еще несколько слов о породах, из которых состоят острова Тихого океана [466, 508, 526, 118, 518]. В по-

давляющем большинстве случаев материалом их являются коралловые известняки и базальтовые лавы. Андезитовых лав, которые столь характерны для островных дуг восточной Азии и Австралии, в пределах Тихоокеанских островов не встречается. Из других пород были указания на присутствие гранитов на о. Бора-Бора (острова Товарищества), но по Борну [466] ближайшее исследование показало, что порода эта также относится к типу базальтов. Другим, пока еще не опровергнутым указанием является присутствие на о. Рождества, кроме базальтов, также гранитов и сланцев.

Положение границы, разделяющей область распространения андезитовых и базальтовых лав и известной под названием а н д е з и т о в о й л и н и и, изображено на нашей тектонической схеме.

Попробуем теперь на основе изложенного материала составить представление относительно геологической структуры дна Тихого океана. По этому вопросу существуют две основные точки зрения. Одна из них в очень краткой форме выражена Коссматом. Установив, что восточноавстралийские островные дуги представляют погруженные складчатые сооружения, он говорит: «является очень спорным, представляют ли коралловые архипелаги, расположенные далее на восток, также погруженные части континентов. Можно также принять, что складчатость здесь, а также в зоне Гавайских островов на океаническом дне продолжается до настоящего времени. Во всяком случае нельзя понять, почему океаническая часть земной коры не должна на значительных пространствах испытывать своеобразную складчатость. Здесь идет дело прежде всего об установке на некотором низшем уровне, соответственно большему удельному весу при преобладании сима».

На иной точке зрения стоит большинство, повидимому, геологов; эта точка зрения проводится в работе Борна. Принимая во внимание развитие на Тихоокеанских островах базальтов, Борн предполагает, что острова эти в основном являются гигантскими насыпными вулканическими горами. Линейное расположение островов Борн объясняет тем, что они связываются со сбросовыми трещинами. Подчеркивая приуроченность андезитов к островным дугам востока Азии и Австралии и отсутствие их на островах средних и восточных частей Тихого океана, Борн приходит к следующим заключениям. «Андезиты... характерны для молодых орогенов земной поверхности. Если мы таким образом из характера магмы захотим делать некоторые заключения о структурном типе Тихоокеанской области, то должны будем сказать, что группы островов, лежащие западнее андезитовой линии, имеют складчатый характер, что на внутренней дуге подтверждается и непосредственными наблюдениями. Наоборот, островным группам и вообще Тихому океану, расположенному восточнее андезитовой линии, складкообразовательные процессы, вероятно, чужды. К аналогичным заключениям приводит и изучение краевых впадин и очагов больших землетрясений».

Первая из изложенных точек зрения нам представляется более вероятной. Основным аргументом Борна является отсутствие восточнее андезитовой линии андезитовых лав, которые являются, по его мнению, характерными для орогенических геосинклинальных

областей. Мы думаем, что в эти представления необходимо внести существенные поправки.

Мы видели выше, что земная кора под дном Тихого океана, несомненно, отличается по своей высокой плотности от материала, из которого состоят материки и прилежащие к ним районы островных дуг. Явление это нельзя объяснить, конечно, иначе, как предположив, что в противоположность материкам земная кора в Тихоокеанской области в основном состоит из тяжелых магматических пород базальтового типа. Такой вывод, вполне отвечающий геофизическим и геологическим данным, отнюдь еще не обозначает, что здесь не может быть ни геосинклинальных областей, ни складкообразовательных процессов. Только свойства тех и других в соответствии с иным характером преобладающих пород, несомненно, должны существенно отличаться от свойств и процессов аналогичных структурных элементов в области материков. В частности существенным образом в геосинклинальных областях континентального и океанического типов должны, конечно, разниться и продукты вулканических извержений, как эффузивные, господствующие в эпохи погружения геосинклинальных областей, так и интрузивные, образование которых связывается с поднятиями этих областей и складчатостью. В этих условиях базальтовая магма может быть столь же характерной для Тихоокеанских геосинклинальных областей и возникающих в их пределах складчатых сооружений, как андезитовая — для района краевых геосинклиналей материков.

Таким образом основные возражения Борна против существования в районе Тихого океана геосинклинальных областей и складкообразовательных процессов по существу отпадают.

Если после сказанного мы возвратимся к рельефу дна Тихого океана, то должны будем признать, что здесь существуют структурные элементы, весьма похожие на платформы и складчатые горные сооружения.

К платформенным типам дна следует относить по их равнинному рельефу описанные выше восточные, южные и северные участки Тихого океана, а к геосинклинальному — область, занятую рядами островов.

Первое, что является общим между рассматриваемой системой подводных валов и усаженных островами гряд и горными системами, возникающими из обычных геосинклинальных областей, — это выдержанное направление системы, которая прослеживается в северо-западном направлении, как указано было выше, на много тысяч километров. Второй общий признак — длина системы, приблизительно равная длине Альпийско-Гималайской системы Евразии и значительно уступающая длине системы Кордильер обеих Америк. Ширина системы достаточно близка к ширине Альпийской системы и ширине палеозойских и кайнозойских складчатых сооружений средних частей Азии, если ее измерять несколько восточнее 90° в. д. Легко найти далее общие черты и в соотношениях, которые существуют между рассматриваемой системой поднятий и равнинными участками дна океана, с одной стороны, и складчатыми горными сооружениями и древними платформами континентов, с другой. Юго-восточная половина системы Океанид с обеих сторон

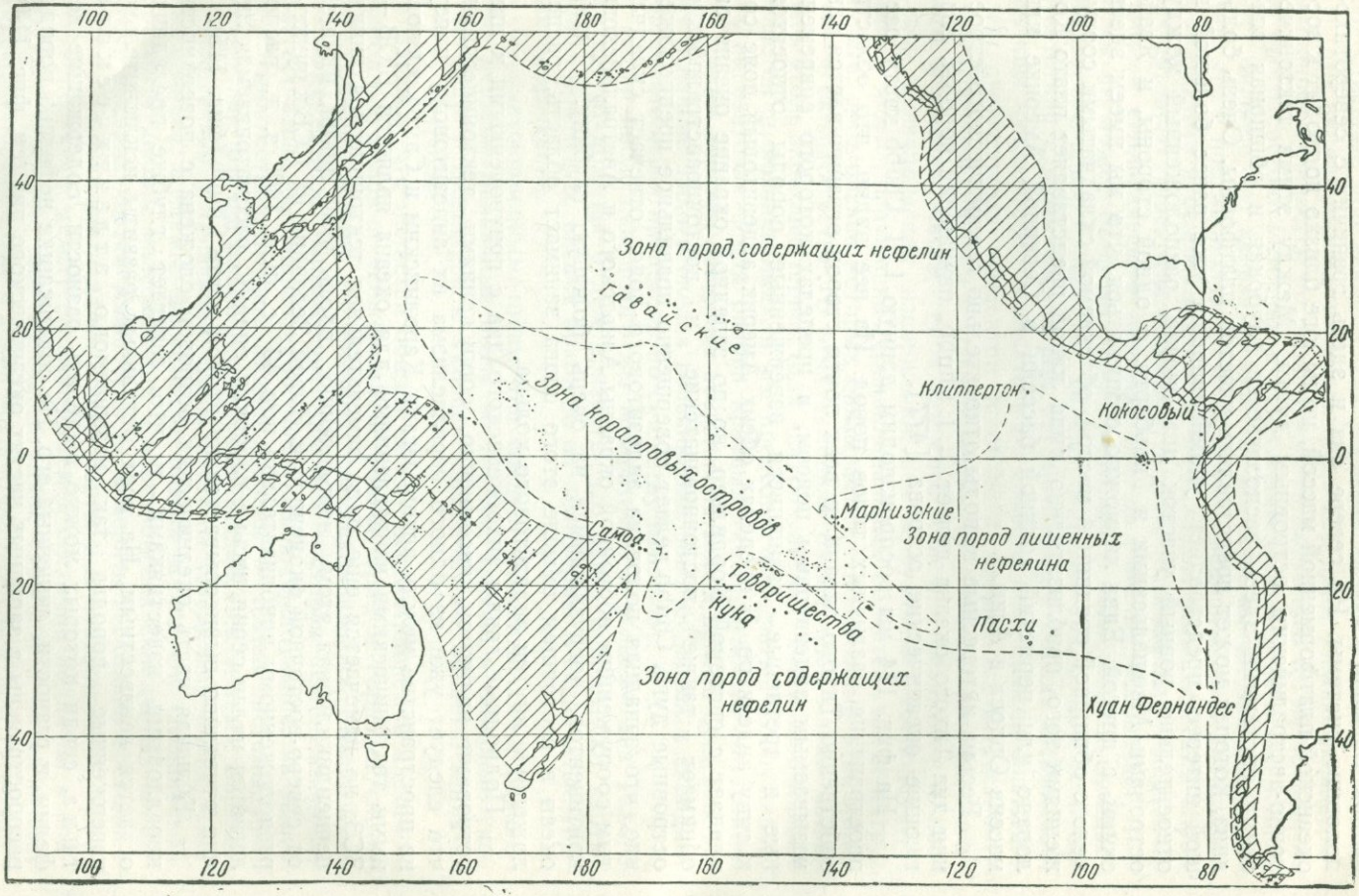
ограничена платформенными массивами, как это имеет место в Западной Евразии. Гораздо сложнее соотношения в северо-западной половине системы. На севере она и здесь граничит с северотихоокеанской платформенной массой, но на юге близко подходит к восточно-австралийским островным дугам. Между этими тектоническими системами здесь располагается глубокая и обширная впадина, которая может представлять участок платформы. Очень большой интерес представляет упоминавшийся уже ранее большой и относительно ровный участок дна океана, расположенный между островами Маршальскими и Гильберта, с одной стороны, и Явайскими, с другой. Едва ли можно сомневаться, что мы имеем здесь дело с обширной срединной массой, обтекаемой складчатыми сооружениями того приблизительно типа, какой представляет плато Колорадо или пермский соляной бассейн в Северной Америке или массив Ордоса в Азии.

Весьма интересные выводы относительно геологического строения дна Тихого океана делает L. I. Chubb, изучавший породы, слагающие океанические острова [477].

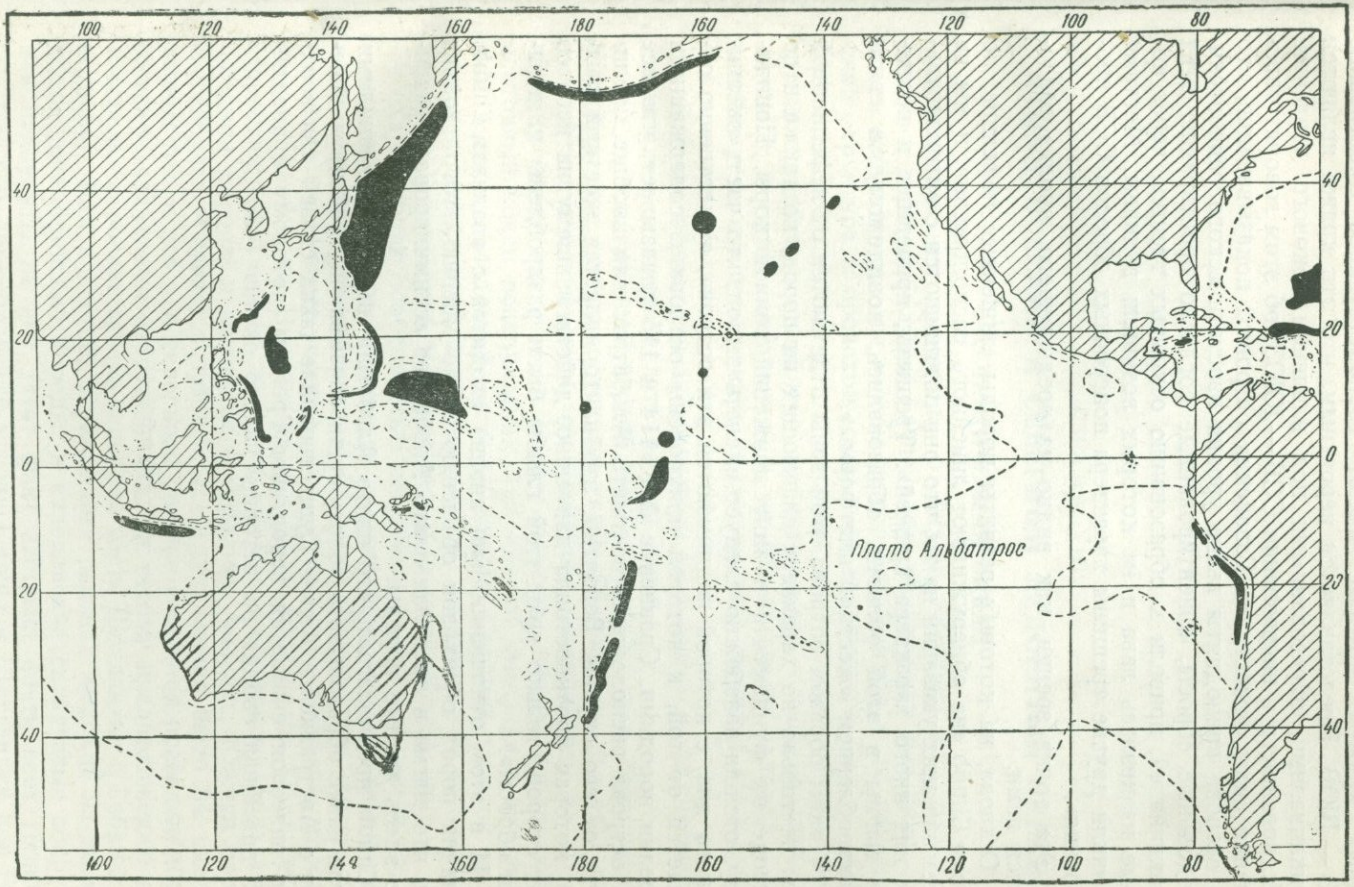
На фиг. 114 мы воспроизводим данную L. I. Chubb карту распространения различных типов пород. Из нее видно, что область собственно Тихого океана со всех почти сторон ограничивается так называемым андезитовым поясом, в пределах которого современные и третичные излившиеся изверженные породы относятся к типу андезитов. В пределах обеих Америк андезитовый пояс совпадает с системой Кордильер, но по западной окраине океана он обнимает также восточноазиатские и восточноавстралийские островные дуги. Chubb делает совершенно правильное предположение, что западная половина андезитового пояса отвечает складчатым сооружениям восточной окраины Азиатского и Австралийского континентов, погрузившимся на очень большую глубину. Тихий океан в настоящем смысле этого слова занимает область, расположенную внутри андезитового кольца.

Подводные гряды тихоокеанского дна с приуроченными к ним островами являются, несомненно, сооружениями тектоническими, что следует уже из одного параллелизма их андезитовому поясу на пространстве между архипелагами Каролинским и Самоа. Основными тектоническими направлениями для океана является ВЮВ — ЗСЗ, но намечается еще одна замечательная тектоническая линия, перпендикулярная этому направлению; вдоль этой линии, идущей от северо-восточной оконечности Новой Зеландии на ССВ к пункту, расположенному приблизительно под 40° с. ш. и 140° з. д., располагается целая серия весьма глубоких впадин; рассматриваемая линия отчетливо вырисовывается на второй карте Chubb (фиг. 115).

Бо́льшая часть океанических островов сложена с поверхности коралловыми известняками, и что залегает глубже последних, остается неизвестным. На всех остальных развиты исключительно изверженные породы так называемого *атлантического типа*, среди которых можно выделить разности, содержащие нефелин, и разности, лишенные его. Не содержащие нефелина породы распространены в западных частях океанического дна (см. фиг. 114). Большинство островов, на которых развиты породы, содержащие



Фиг. 114. Распределение различных типов изверженных пород в Тихоокеанской области, по Chubb [477].



Фиг. 115. Схема распределения глубин в Тихом океане, по Chubb [477].

Пунктирная линия — изобата 4000 *м*; черным указаны области, в которых глубина превышает 6000 *м*.

нефелин, «показывает линейное расположение и поднимается с подводных кряжей, которые имеют господствующее простирание ЗСЗ — ВЮВ. Представляется вероятным, что эти кряжи являются антиклиналями, образованными под влиянием бокового давления, действовавшего в направлении ССВ — ЮЮЗ; об этом говорят определения силы тяжести на Гавайских островах, показывающие, что эти острова приподняты выше уровня изостатического равновесия. Продольные сбросы, ориентированные согласно простиранию этих антиклиналей, привели к образованию открытых трещин, через которые изливалась лава и на которых возникли вулканы. Местами возникли другие трещины характера поперечных сбросов ССВ простирания».

Эта точка зрения, как видно из предыдущего, вполне разделяется нами.

Острова, на которых развиты породы, лишенные нефелина, по словам Chubb «не обнаруживают линейного расположения, и мы не имеем никаких указаний на то, что они поднимаются с антиклинальных или иного характера кряжей». Трещины, приведшие к поднятию магмы в этой области, образовались, повидимому, в связи с раздроблением «жесткой платформы».

«Таким образом острова этой зоны отличаются от нефелиновой зоны не только по характеру слагающих их пород, но также и по природе их фундамента и типу движений земной коры. Повидимому, отсюда неизбежно следует сделать вывод, что часть океанического дна, с которой поднимаются эти острова, существенно отличается от той, к которой приурочены острова с содержащими нефелин породами. Сравнение фиг. 114 и 115 показывает, что все эти острова расположены на плато Альбатрос или вообще поблизости от его окраин. Вероятно, это плато является жесткой глыбой, которая противостояла давлению, действовавшему на него со всех сторон; только края этой глыбы были раздроблены и испытали сбросы».

И в этом отношении наш анализ сходится с анализом Chubb. Отличия пород обеих зон объясняются по мнению этого геолога тем, что магма в пределах плато Альбатрос ассимилировала развитые здесь кислые породы.

Chubb предполагает, что плато Альбатрос вместе с океанидами могло ранее образовывать полосу суши, связывающую Южную Америку с Австралией и Азией. Существование таких связей для верхнего палеозоя считается вероятным Грегори, которому принадлежит новейшая сводка по истории Тихого океана [489].

ГЛАВА VIII

АТЛАНТИЧЕСКИЙ И СЕВЕРНЫЙ ЛЕДОВИТЫЙ ОКЕАНЫ

АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН

Меньшая по сравнению с Тихим величина Атлантического океана и гораздо бо́льшая изученность рельефа его дна дают основание ожидать, что мы можем лучше разобраться в его геологической структуре и происхождении, чем в структуре Тихого океана. При попытке разрешить эти вопросы мы должны сначала попытаться подойти к проблеме происхождения самой океанической впадины, а затем остановиться на рассмотрении вопроса о том, к какому из основных типов геологических структур принадлежит эта впадина.

С точки зрения генезиса впадины, нам кажется, Атлантический океан следует подразделить на три части.

Северной границей первой из них является вал, соединяющий Шпицберген с северо-восточным углом Гренландии; вал этот отделяет Атлантический океан от Северного Ледовитого; за южную границу северного участка можно принять линию, соединяющую восточный конец венецуэлских Анд Южной Америки с юго-западным концом складчатой системы Атласа. Средний участок располагается между этой линией и линией, соединяющей южные оконечности Бразильской и Африканской докембрийских плит.

Характерной особенностью северного участка является то, что к востоку и к западу от него на прилежащих участках континентов и на островах (Шпицберген, Медвежий, Британские, Антильские) развиты складчатые сооружения, сначала — на севере, каледонского (Гренландия, Нью-Фаундленд, Ново-Шотландия, Шпицберген, Норвегия, Англия), а затем на юге — герцинского (Аппалачи и Средняя Европа) и альпийского (Средняя Америка, Южная Европа и Северная Африка) возрастов. Из этого можно было бы сделать вывод, что и все дно северного участка слагается последокембрийскими складчатыми сооружениями, но такому предположению противоречит строение северо-западной части Шотландии и Гебридских островов. Как известно, в указанных районах выходят на поверхность докембрийские породы, и каледонские складчатые сооружения надвинуты на них. Этот факт заставил почти всех геологов считать, что докембрийский массив Гебрид и Шотландии или Эриа представляет восточную окраину Канадского щита, опустившиеся

части которого в настоящий момент слагают значительную часть дна Северного Атлантического океана. Такое представление вполне согласовалось с тем, что в Англии и Ирландии каледонские складки несколько отгибаются на запад, как бы обходя докембрийский массив. При современном состоянии знаний о распространении каледонской складчатости в Гренландии и Северной Америке изложенная гипотеза, конечно, удержана быть не может. В настоящий момент мы должны смотреть на Эрию как на самостоятельный, отделенный от Канадского докембрийский массив, который со всех сторон обтекается каледонскими складками и представляет по отношению к ним такую же срединную массу, какие мы видели в более молодых складчатых сооружениях Евразии и Северной Америки. Весьма вероятно, что аналогичная срединная масса находилась и южнее, между Испанией и Аппалачами.

Исходя из указанных фактов, мы можем притти к заключению, что Северный Атлантический океан располагается на месте древней геосинклинальной области, в средних частях которой, как и и в других аналогичных условиях, располагались бóльшие или меньшие массивы древних пород или срединные массы, мало или вовсе не затронутые складчатостью, происходившей в геосинклинальных участках.

Судя по строению периферических, доступных для изучения частей этой геосинклинальной области, эпохи основной складчатости в различных частях ее были различны; на севере главная складчатость падает на каледонский тектонический цикл, в средних — на герцинский и в южных — на альпийский. После эпохи этой основной складчатости тектонические движения в геосинклинальной области не прекращались, так что на севере, как мы знаем из предыдущего, отчетливо видна слабая складчатость герцинского цикла и сбросовые дислокации, сопровождающиеся местной складчатостью, третичного периода. Весьма неясным представляется вопрос, имела ли место в третичное время складчатость вдоль южной окраины рассматриваемого нами участка океана.

Средняя часть океана с востока и с запада ограничивается теми чрезвычайно своеобразными древними платформенными массивами, которые слагают бóльшую часть Южной Америки и Африки. Возраст последней интенсивной складчатости ни в той, ни в другой области, как мы знаем, определен быть не может, так как слагающие их породы лишены ископаемых. Весьма возможно, что как бразилиды Южной Америки, так и номаиды или юные неоафрициды Африки возникли в древнем палеозое, но породившие их геосинклинальные области носили особый характер и не представляли обычных морских бассейнов. Возможно, что достаточно интенсивная складчатость имела место кое-где в Африке и в герцинское время, но она заведомо возникала в прогибах континентального характера. У нас нет никаких оснований предполагать, чтобы в древнем палеозое средняя часть Атлантического океана отличалась в каких-либо отношениях от прилегавших к нему с востока и запада участков земной поверхности. Наоборот, для пермского периода наличие Атлантического океана достаточно хорошо доказывается ингрессией пермского моря в юго-западную Африку и юго-восточ-

ную часть Южной Америки. К началу мелового периода средний участок океана имел очертания, близкие к современным. На это с достаточной убедительностью указывают те трансгрессии, которые заливали неоднократно, начиная с конца юры, обращенные к Атлантическому океану берега Южной Америки и Африки. Можно найти косвенные указания на то, что процесс расширения и углубления первичной впадины Атлантического океана особенно энергично совершался в самом начале мезозойской эры, в триасе; как известно, к этому периоду относятся огромные излияния базальтов, имевшие место как в Южной Америке, так и в Африке, и представляется вероятным, что явления эти связаны с раздроблением древней платформы сбросами и передвижением образовавшихся глыб.

Для южной трети Атлантического океана мы вновь имеем основания принимать, что она сформировалась на месте древней палеозойской геосинклинальной области, располагавшейся между Гондваной и Антарктикой. Следами этой области являются верхнепалеозойские складчатые сооружения или гондваниды, которые направляются в сторону Атлантического океана как со стороны Южной Америки, так и со стороны Африки и обрезаются им. Несомненным продолжением этих сооружений являются складки Фальклавдских островов и из них же, быть может, происходят те отторженцы гнейсов, которые встречаются в базальтах о. Тристан да Кунья, расположенного почти посредине расстояния, отделяющего Америку от Африки.

Подводя итоги сказанному, мы приходим к заключению, что Атлантический океан представляет очень сложное и гетерогенное образование, различные части которого до возникновения впадины имели существенно различную геологическую структуру и возникли в различное время. Северная и южная части уже в очень отдаленном прошлом имели тенденцию к крупным опусканиям, тогда как средняя, повидимому, приобрела эти свойства лишь во второй половине палеозоя.

Перейдем теперь к рассмотрению вопроса о том, к какому типу геологических структур относится Атлантический океан в его современном состоянии.

При попытках подойти к решению этой проблемы приходится базироваться частью на рельефе дна океана, частью же на геологическом строении расположенных на нем островов. Наиболее замечательной, поражающей особенностью дна океана является его срединный вал [51, 466, 505], который начинается на севере у Исландии, приблизительно на 65° с. ш., и прослеживается через весь океан приблизительно до 52° ю. ш., где вал поворачивает на восток, к Индийскому океану. Вал на всем указанном протяжении держится приблизительно средней линии океана, располагаясь параллельно берегам Америки, с одной стороны, и Европы и Африки, с другой.

Глубина океана в средних частях вала обычно колеблется в пределах 2000—3000 *м*, но нередко она бывает и 1000—2000 *м*. Наконец, к валу приурочивается ряд островов, именно Исландия, расположенная на северном конце всего сооружения, и затем, с се-

вера на юг, острова Азорские, св. Павла, Вознесенья, св. Елены, Тристан да Кунья, Дьего-Альварес и, наконец, Линдси и Буве, которые располагаются в месте поворота вала на восток. По обеим сторонам вала располагаются широкие впадины, в районе которых глубина обычно колеблется в пределах 5000—6000 *м*, а местами превосходит 6000 *м* и изредка даже 7000 *м*. Местами от вала отходят в стороны широкие, но более низкие, чем он, валы, пересекающие наискось впадины и подразделяющие их на ряд бассейнов.

По вопросу о происхождении вала существует целый ряд различных взглядов. Вегенер [74] считает, что «по теории перемещения материков мы здесь имеем дно древнего грабена, время образования которого относится к тому периоду, когда Атлантический океан был сравнительно узкой трещиной, заполненной опустившимися краями глыб, прибрежными осадками, а частью также и расплавленными сиалическими массами. Острова, которые увенчивают теперь этот длинный вал, тогда уже существовали как обломки краев трещины, чему, конечно, не противоречит их внешнее вулканическое строение. При дальнейшем процессе расползания материал, заполнявший трещину, всегда оставался в середине между обоими материками». Рассуждения эти, с моей точки зрения, являются фантастическими.

Ог [289], рассматривавший Атлантический океан как геосинклинального типа прогиб, считал вал срединной геоантиклиналью, которая обычно возникает в таких прогибах. Кобер [505], также признающий, что океан с начала мезозоя представлял геосинклинальное образование, считает вал настоящей складчатой горной системой, возникшей в третичное время; в настоящий момент геосинклиналь вновь вступила в фазу опускания, и система эта погрузилась. Штилле [539] полагает, что форма вала, в частности непрерывность его на огромном протяжении, несовместима с нашими представлениями о складчатой горной системе, и считает, что мы имеем здесь дело с поднятием эпейрогенического характера. Коссмат [508] видит в вале вздутие, происшедшее в процессе опускания в результате приспособления опустившегося участка к меньшему объему. Весьма интересные мысли высказывает Борн [466]. Он приходит к заключению, что тектоника Атлантического океана, поскольку она отражается, несомненно, в тектоническом рельефе его дна, имеет весьма мало отношения к тектонике прилежащих к нему континентальных массивов. «Атлантический океан показывает в рельефе дна свою собственную тектонику, независимую от тектоники континентов. Это говорит о том, что физические свойства подстилающих дно частей земной коры иные, чем в области континентальных глыб. Это имеет место, вероятно, по отношению ко всем океанам».

Приходится согласиться с Кобером, что среднеатлантический вал нельзя сравнивать ни с чем другим на земной поверхности, как со складчатыми горными сооружениями, и мы неизбежно должны притти к заключению, что он представляет гомологичное им образование. К сожалению, наши знания рельефа вала настолько несовершенны, что, исходя из них, нельзя решить, имеем ли мы дело с относительно древней, бывшей уже на поверхности суши и

подвергавшейся эрозии горной системой или с системой, находящейся в стадии своего возникновения.

В том и другом случаях Атлантический океан приходится рассматривать как новейшую геосинклинальную область, в средних частях которой уже имели место складчатость и поднятия. Мы здесь находим еще одно подтверждение ранее установленного закона, что процессы эти возникают раньше всего в средних частях геосинклинальных областей. Приходится признать, что Атлантическая геосинклинальная область имеет много оригинальных черт, отличающих ее от геосинклинальных областей континентов и сближающих с типичной океанической областью Тихого океана. К таким признакам, кроме глубины и размеров впадины, относится характер новейших эффузивных пород [466, 485, 526]. Господствующими являются здесь базальты, которые имеются почти на всех островах Атлантического океана, причем для Исландии можно установить, что излияния происходили в очень большом масштабе уже в нижнетретичное время.

Наряду с базальтами, однако, на некоторых островах встречаются и излившиеся породы, свойственные геосинклинальным областям континентальных массивов, чего мы не имеем, повидимому, в Тихоокеанской области. Так, на Азорских островах, вулканы которых извергались еще в историческое время, известны санидиниты, трахиты и амфибол-андезиты; часть этих пород относится, повидимому, еще к миоцену. Андезиты известны, кроме того, и на о. Вознесенья и в группе островов Тристан да Кунья. Встречаются здесь и интрузивные породы: на о. св. Павла — сильно сдавленный перидотит, на о. Вознесенья — граниты, кварцевые сиениты, диориты и габбро. Возраст этих интрузий остается неясным.

Выше мы видели, что срединный вал Атлантического океана южнее 50° ю. ш. поворачивает на восток. Продолжение это по о-вам Буве, принца Эдуарда и Крозе и соединяющим их валоподобным поднятиям дна океана легко проследить до о. Кергелен (50° ю. ш. и 70° в. д.). Как с севера, так и с юга это продолжение среднеатлантического вала в область Индийского океана сопровождается большими глубинами, которые продолжают восточную и западную впадины Атлантического океана. Исходя из сказанного, мы имеем основание предполагать, что Атлантическая система складчатости продолжается в Индийский океан до о. Кергелен, отделяя Гондвану от Антарктиды. За о. Кергелен вал поворачивает на юго-восток, приближаясь к Антарктиде. Значение этого явления остается неясным.

СЕВЕРНЫЙ ЛЕДОВИТЫЙ ОКЕАН

Нам остается сказать несколько слов относительно вероятного геологического строения области, занятой Северным Ледовитым океаном. Согласно представлениям, введенным в геологическую литературу еще Э. Зюссом, в глубинах Арктического океана погребены складчатые сооружения мезозойского или третичного возраста, направляющиеся через северный полюс из северо-восточной Азии и северо-западной Америки к земле Эльзмир; такая картина

рисуется, например, на приведенной выше тектонической схеме Арктики, составленной Штилле (см. фиг. 19).

Представление о том, что через полюс от Верхоянского края к земле Эльзмир протягивается полоса складчатых сооружений альпийской системы, основывается на присутствии в горах США, на земле Гранта сильно дислоцированных триасовых пород. Указание на эти молодые дислокации было введено в тектоническую литературу еще Э. Зюссом [547] в 1909 г. и с тех пор принималось авторами сводных тектонических работ без надлежащей критики и проверки. Между тем еще Шухерт в своей работе о геосинклиналях Северной Америки [532] указывал, что складчатость на земле Гранта не может быть моложе верхнекаменноугольной эпохи и что триасовые породы не затронуты ею. В новейшей сводной работе Кэха [507] совершенно определенно устанавливается каледонский возраст этой складчатости, так как девон на северном побережьи земли Эльзмир в ней уже не участвует.

Таким образом фактов, доказывающих наличие в районе приполярного бассейна складчатых сооружений альпийской системы, не существует, и это предположение нужно отбросить.

Наоборот, простирания мезозойской складчатости как в Америке, так и в Азии, а также поворот герцинских складок к северу на Северной земле заставляют предполагать в районе Северного Ледовитого океана существование древнего, вероятно докембрийского, устойчивого массива. К этому массиву могут принадлежать указываемые Шухертом выходы древних пород на северном берегу земли Эльзмир, а также, быть может, и докембрийская платформа островов Делонга. Соединение этого массива, названного Шухертом Пириа, с Канадским щитом едва ли возможно, так как они должны разделяться каледонскими складчатыми сооружениями, возникшими в Северогренландской или, по Шухерту, — Франклиновской геосинклинальной области.

ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

I

Краткие сведения о структуре материков и океанов, приведенные в предыдущем изложении, помогут нам разобраться в основных вопросах геологической истории СССР, которые будут рассмотрены во II томе.

Имея в виду огромность территории, занятой Советским Союзом, мы прежде всего должны попытаться выяснить на основе мирового материала, можно ли рассматривать эту территорию в процессе ее исторического развития как какое-то более или менее однородное целое, или же должны, исходя из ее структуры, с самого начала постараться подразделить эту территорию на несколько частей, история развития которых может быть существенно различной.

Не подлежит, конечно, никакому сомнению, что для каждой отдельной геологической эпохи необходимо выделять платформенные и геосинклинальные области, так как история их развития по существу должна протекать различно. Представляется, однако, еще в высшей степени неясным, можно ли все платформенные или геосинклинальные элементы для каждой данной эпохи считать равноценными и развивающимися приблизительно одинаково, или же их на основе существующего структурного материала можно подразделить на несколько групп, история которых имеет определенные оригинальные черты.

Приходится иметь в виду, что до сих пор геологическая мысль, стремясь к установлению единой хронологии событий, шла по пути признания относительно очень большой однородности земной коры. В этом, конечно, коренится основа признания приблизительной одновременности основных трансгрессий и регрессий на поверхности всего земного шара, мирового значения не только основных тектонических циклов, но и отдельных фаз складчатости, недостаточного выявления влияний тектонических условий на процессы металлогении и т. д. Мы должны на основе изложенного материала попытаться определить, насколько такой подход к земной коре отвечает современному состоянию науки.

Предстоящий нам анализ изложенного фактического материала не может, однако, ограничиться разрешением вопроса о возможности выделения только самых крупных структурных комплексов в земной коре. Не меньшее значение для правильной постановки историко-геологического исследования имеет также и правильный

подход к геосинклинальным областям, определение основных направлений их развития. Поэтому второй важнейшей задачей нашего анализа должна быть поверка тех представлений, которые существуют, относительно закономерностей, наблюдающихся в процессе перехода геосинклинальных элементов земной коры в платформенные.

Имеющийся в нашем распоряжении фактический материал дает основание прежде всего для подразделения земной поверхности на океаническую и континентальную части. К океанической части мы относим область Тихого океана внутри андезитовой зоны. Характерным отличием ее является, повидимому, тонкость сиалической оболочки, мощность которой, исходя из сейсмических данных, Гутенберг [106] считает равной всего 5 *км*. Ниже залегают тяжелые массы, плотность которых превышает 3. В соответствии с этим в пределах Тихоокеанской области геолог всюду на островах встречает вулканические породы только базальтового типа. Мы видели, что на дне Тихого океана имеются, повидимому, аналоги как древних платформ, так и складчатых горных сооружений.

Континентальная часть земной поверхности обнимает Евразию и Австралию с прилежащей к ним с востока полосой краевых морей и островных дуг, Африку, Индийский и Атлантический океаны. Включение в континентальный комплекс Атлантического и Индийского океанов может казаться странным и необоснованным, но в пользу этого совершенно определенно говорит и история их развития, поскольку она нам известна, и особенности строения земной коры в занимаемой ими области. Что касается истории развития, то изложенные выше факты показывают, что впадины как Индийского, так и южного Атлантического океанов, или по крайней мере значительная часть этих впадин, возникли сравнительно поздно, в палеозое и начале мезозоя на месте погрузившихся участков огромного массива материка Гондваны, остатками которых являются в настоящее время Южная Америка, Африка, Аравия, Индостан, а также средние и западные части Австралии.

До самого последнего времени материк Гондваны представлялся нам в виде очень древнего, докембрийского, платформенного массива, в пределах которого процессы складкообразования закончились еще в докембрийское время. В настоящий момент, когда все более вероятным становится палеозойский возраст некоторых складчатых сооружений южной Африки, такой упрощенный взгляд на ее происхождение удержан быть не может, но это не изменяет нашего основного вывода о том, что как Индийский, так и южный Атлантический океаны возникли на месте континентального массива. Массив этот, по крайней мере в древнем палеозое, распадался, повидимому, на платформенные и геосинклинальные элементы, но его геосинклинали, судя по всему, существенным образом отличались от геосинклиналей Евразии или Северной Америки, так как настоящие морские отложения в них пока не найдены.

Что касается средних и северных частей Атлантического океана, то они занимают место погрузившейся геосинклинальной области, горообразовательные движения в которой совершались и в каледонское, и в герцинское, и в альпийское время.

Не противоречат нашим представлениям о происхождении Атлантического океана и геофизические данные, так как, по Гутенбергу, толщина сиалической части коры в нем равна 25 *км*. Таким образом мощность коры здесь в пять раз превышает мощность последней под Тихим океаном и всего в два раза меньше мощности сиалической оболочки континентов, которая равна 50—60 *км*. Из сказанного видно, что Атлантический океан и до сих пор сохранил некоторые черты своего прошлого состояния, когда он был частью континентальной области земной коры. Океанические черты выражены в нем слабее, чем в Тихом океане, и он до известной степени представляет образование переходное.

В отношении Индийского океана достаточно точных данных относительно мощности сиалической оболочки у нас не имеется, но все же существуют указания, позволяющие думать, что толщина ее того же порядка, что и в Атлантическом океане.

Приведенные цифры показывают, что погружение сиалических масс, находившихся некогда между континентами Старого и Нового света, сопровождалось глубоким изменением свойств тех горных пород, которые слагали нижние части этих массивов. Какие процессы обусловили увеличение плотности этих нижних горизонтов, мы точно не знаем, но наиболее вероятным представляется предположение, что погружение сопровождалось внедрением с глубины огромных масс тяжелых магматических продуктов, перегрузивших кору. На вероятность такого предположения указывает то обстоятельство, что на оставшихся выше уровня моря древних платформах Южной Америки, Африки, Сибири и Австралии в эпохи погружений происходили массовые излияния базальтовой магмы.

Принимая во внимание все эти явления, приходится думать, что погружения происходили в эпоху, когда земная кора испытывала значительные растяжения.

На первый взгляд может казаться, что подразделение земной коры на океаническую и континентальную части не может иметь непосредственного отношения к геологии СССР, но ближайшее рассмотрение этого вопроса показывает, что это далеко не так. Можно думать, что всякие — и эпейрогенические, и орогенические движения коры в столь различно построенных областях, какими являются океаническая и континентальная ее части, протекают поразному. О различии вулканизма там и здесь мы уже говорили. Если это так, то восточные, прилегающие к Тихому океану части советской территории должны испытывать на себе влияние океанических условий, и мы имеем основание думать, что развитие их будет протекать иначе, чем развитие удаленных от океана частей нашей территории.

Перейдем теперь к вопросу о возможности подразделения на районы ближе интересующей геологов континентальной части земной коры. Может казаться, что такое подразделение очень легко провести, по крайней мере, для палеозоя. В своей недавней работе Коссмат [508] доказывал, что континентальный участок в палеозое широтным геосинклинальным поясом подразделялся на два резко различных комплекса. К югу от этого геосинклинального пояса, в южном полушарии, располагался огромный докембрийский массив

Гондваны, окаймленный с востока и с запада геосинклинальными поясами, ограничивающими Тихий океан.

Структура той части континентального палеозойского комплекса, которая располагалась севернее широтного геосинклинального пояса, очень резко отличалась от структуры Гондваны. Вместо единого платформенного массива мы здесь в древнем палеозое имеем по меньшей мере три древние платформы — Сибирскую, Европейскую и Североамериканскую, которые отделяются одна от другой геосинклинальными областями. К этим платформенным массивам следует, вероятно, присоединить еще Эрию в районе современного Атлантического океана и другие. После каледонского диастрофизма геосинклинальные районы, отделявшие Балтийский щит от Канадского, утрачивают свою подвижность и приобретают свойства платформ. Вследствие этого число платформенных массивов, расположенных севернее широтного геосинклинального пояса, значительно сокращается, так как бóльшая часть их спаивается в единый платформенный массив, получивший от Штилле название Лаврентофеннии. Герцинский диастрофизм приводит к дальнейшему уменьшению числа платформенных массивов путем причленения к Лаврентофеннии Урало-Сибирской и Центральноазиатской геосинклинальных областей и Сибирской платформы. Таким образом эволюция северного континентального комплекса идет на первый взгляд как будто к формированию второго огромного платформенного массива, подобного Гондване, вследствие чего структура континентальной части земной коры сильно упрощается.

Такой упрощенный подход к решению интересующего нас вопроса в настоящий момент едва ли можно считать правильным. Если в пределах Бразильской и Африканской платформ действительно имеются складчатые сооружения древнепалеозойского возраста, то рассматривать Гондвану как единую докембрийскую платформу и противополагать ее с этой точки зрения северному комплексу уже невозможно. Несмотря на это, однако, приходится признать, что геосинклинали Гондваны, поскольку в толще отложившихся в них пород отсутствуют ископаемые и породы эти, по всей вероятности, не являются морскими образованиями, все же существенно отличаются от геосинклиналей северного комплекса.

С другой стороны, если уже с начала пермского периода можно считать доказанным наличие морских бассейнов в средних частях площади, занимаемой в настоящий момент Атлантическим и Индийским океанами, становится совершенно очевидным, что предположения о том, что Гондвана до конца палеозоя представляла континент, является неправильным. Приходится думать, что по меньшей мере с каменноугольного периода в пределах Гондваны существовали и морские бассейны, и не исключена возможность, что они, хотя бы частично, имели геосинклинальный характер.

Другим признаком, по которому Коссмат противопоставляет южную часть континентального комплекса северному, является общее направление развития того и другого. По мнению названного ученого, история южного комплекса сводится в основном к распаду древней платформы на отдельные глыбы, причем распад этот происходил под влиянием растягивающих напряжений в зем-

ной коре. В северном комплексе, наоборот, неоднократно имела место складчатость, что указывает на сжатие, и отдельные платформенные массивы вновь образовавшимися складчатыми сооружениями спаивались в платформы все больших размеров. Эта аргументация также представляется нам неправильной и притом по двум причинам. Во-первых, если прав Геннинг [495] и другие геологи, признающие палеозойский возраст некоторых складчатых сооружений Южной Америки и Африки, то и в пределах южного комплекса имеются достаточно ярко выраженные следы процессов сжатия. Во-вторых, впадина Атлантического океана, образовавшаяся согласно представлениям Коссмата под влиянием растяжения, одинаково рассекает как южную, так и северную части континентальной части земной коры.

Таким образом в структуре северной и южной половин континентальной части коры нельзя усмотреть особенностей, которые заставляли бы совершенно четко и резко противопоставлять их одну другой.

II

До сих пор, изучая вопрос о степени однородности земной коры, мы рассматривали геосинклинальные области как нечто совершенно определенное и не подлежащее дальнейшему расчленению. В литературе, однако, уже давно существуют попытки подразделения геосинклиналей на несколько типов, исходя из различия их свойств, и мы должны выяснить, возможно ли действительно среди геосинклинальных областей выделить разнородные образования.

Наиболее разработанную классификацию дает Шухерт в своей работе о геосинклиналях Северной Америки [532], где им различаются моногеосинклинали, полигеосинклинали, мезогеосинклинали (или средиземноморские бассейны) и парагеосинклинали.

Классификация Шухерта представляет очень большой интерес, поэтому мы должны остановиться на ней несколько подробнее. Под названием моногеосинклиналей этот геолог разумеет тот тип геосинклинальных впадин, который наилучше выражен был в Аппалачской геосинклинали Северной Америки и на котором Hall [490] выработал свою теорию синклиналей; термин геосинклиналь для сооружений этого рода был предложен позднее Dana [479; см. также 532]. По Шухерту — это «длинные и относительно узкие, глубоко прогибающиеся, но всегда мелководные, относительно небольшие первичные геосинклинали, расположенные внутри континентов по внутреннему краю бордерлэндов (краевых массивов)».

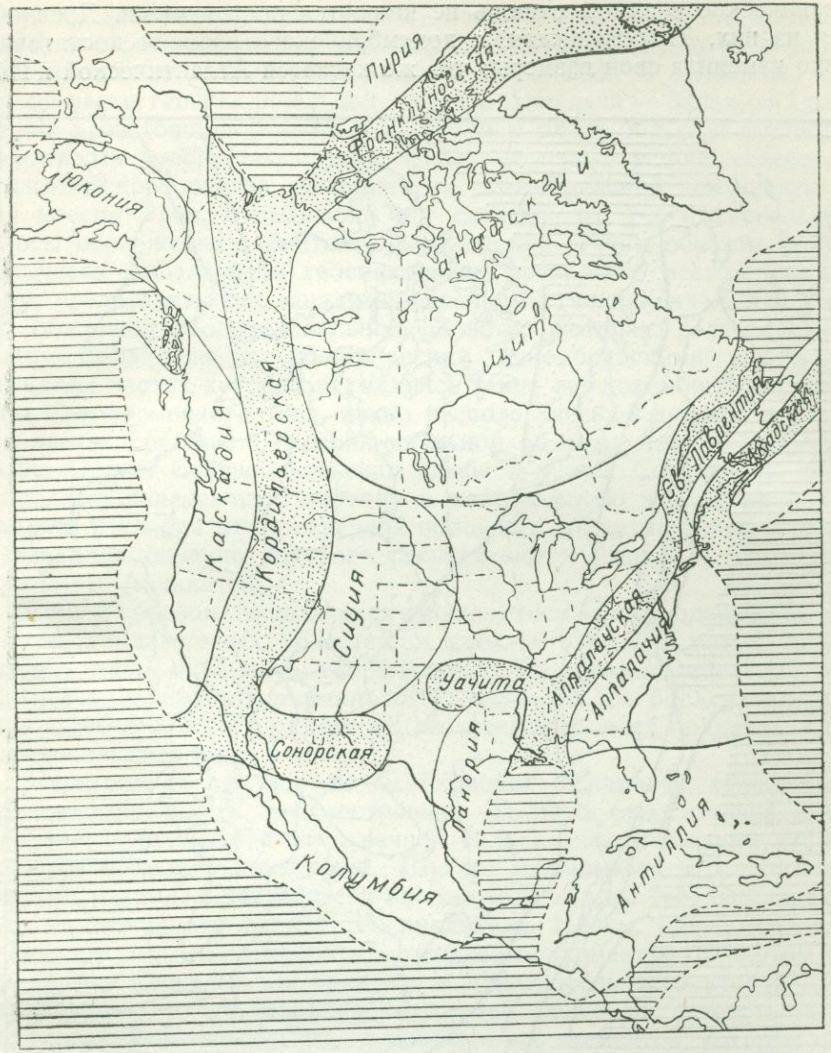
Таким образом понятие геосинклинали оказывается неразрывно связанным с понятием бордерлэнда. Идея краевых массивов, играющая чрезвычайно важную роль в американской геологии, совершенно чужда геологам Европы; для изложения лучше всего воспользоваться словами Шухерта [532]. «Геологическая структура почти всех окраинных частей Северной Америки показывает, что более или менее широкие полосы этих областей представляли наиболее подвижные участки континентов. В разное время

эти краевые участки суши периодически испытывали поднятия и превращались в более или менее возвышенные области, представлявшие главный источник осадков для геосинклиналей, расположенных вдоль их внутреннего края. На внешней стороне бордерлэндов располагались постоянные океанические бассейны. Как далеко распространялись за пределы современной береговой линии в область океанов эти участки суши, остается неизвестным, но не подлежит сомнению, что значительная внешняя часть их погрузилась в глубины океанов».

Полигеосинклинали определяются Шухертом следующим образом. «Это более или менее широкие и длительно существовавшие, но мелководные первичные геосинклинали, давшие начало одной или более параллельно расположенным геоантиклиналям и двум или большему числу вторичных геосинклиналей с более короткой историей развития. Другими словами, — это первичные крупные геосинклинали, расположенные внутри континентальных массивов по внутренней стороне бордерлэндов, распавшиеся в процессе своего развития на две или большее число вторичных геосинклиналей, отделенных одна от другой геоантиклиналями». Типичным примером полигеосинклинальной области является, по Шухерту, геосинклиналь Кордильер, из которой в мезозое развилась система двух геосинклиналей, разделенных геоантиклиналями (см. фиг. 116 и 117). Термин парагеосинклиналь Шухерт прилагает к области краевых морей и островных дуг востока Азии. Рассматриваемый тип отличается от предыдущего, с одной стороны, тем, что некоторые из морей, входящих в состав окраинной геосинклинальной области Азии, имеют очень большую океаническую глубину, а с другой, — тем, что область эта расположена на самом краю материка и прямо примыкает к океану, без посредства бордерлэнда.

Что касается мезогеосинклиналей, типом которых могут служить мезозойский Тетис и современное Средиземное море, то они отличаются от всех предыдущих тем, что располагаются между континентальными массивами, а не внутри их, как моно- и полигеосинклинали, или не на краю, как парагеосинклинали. Вторым существенным отличием является глубина морских мезогеосинклинальных бассейнов, достигающая в ряде случаев океанических глубин.

В европейской тектонической литературе изложенная классификация не привилась. Ог [289, 493], которому мы особенно обязаны внедрением идеи геосинклиналей в науку, принимает, что они всегда располагаются между платформенными массивами, т. е. принадлежат к мезогеосинклинальному типу Шухерта. Такого же мнения держится Штилле и большинство других тектонистов. Борн из предложенных Шухертом типов принимает два [468] — межконтинентальные и внешнеконтинентальные или просто внешние или краевые геосинклинали. Одним из существенных отличий этих двух типов является то, что в межконтинентальных геосинклиналях в большинстве случаев складчатость имеет место всего один раз, после чего геосинклинальная область теряет свою подвижность. Во внешних геосинклиналях зона, захватываемая складчатостью, бывает

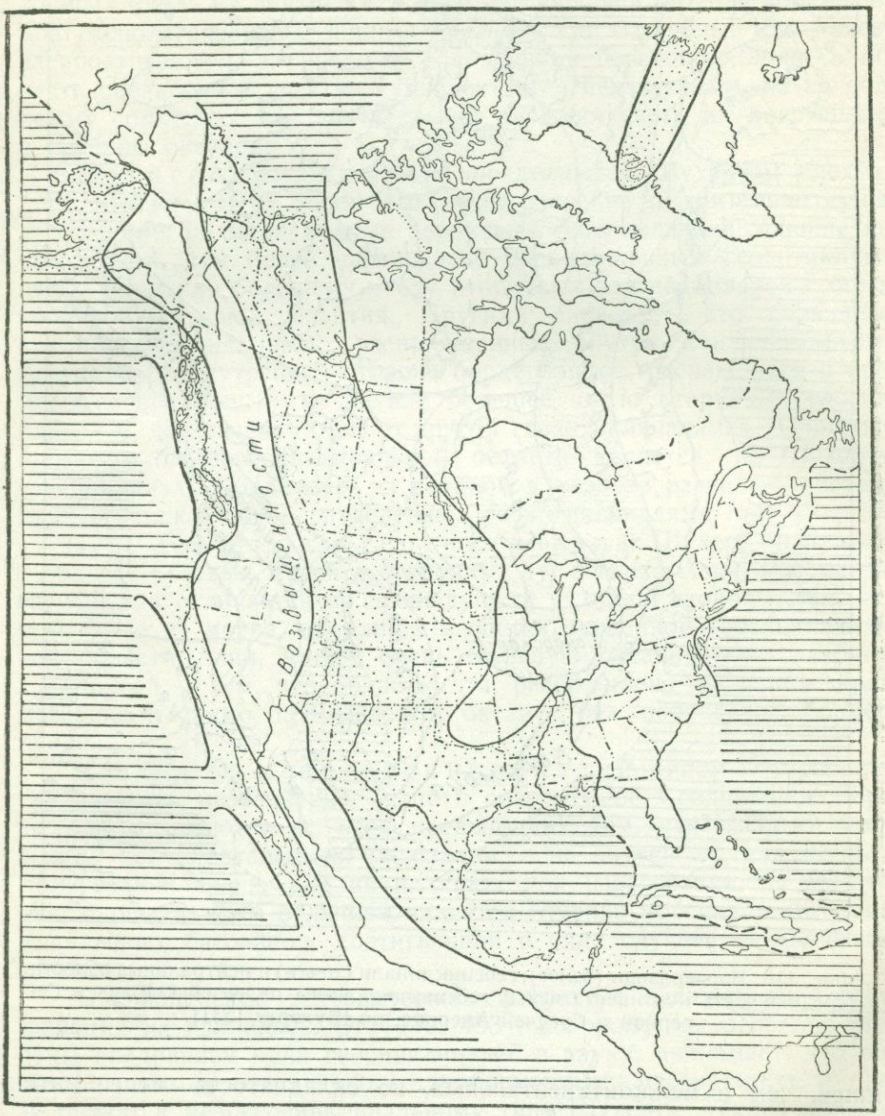


Фиг. 116. Бордерлэнды (белое), геосинклинали (точки) и нейтральные области (средняя часть континента между геосинклиналями) палеозойской эры в Северной и Средней Америке, по Шухерту [531].

шире, чем в межконтинентальных, но складчатость менее интенсивна.

Изучая американские представления о геосинклиналях, легко видеть, что в основе их лежит несколько необоснованных и на наш взгляд неправильных положений. Первым из них является, конечно, представление о вечном существовании океанов, или, как принято говорить, теория постоянства океанов. Мы уже неоднократно имели случай касаться проблемы океанических впадин и пришли к достаточно, нам кажется, обоснованному заключению, что

океанические впадины отнюдь не являются постоянными. Древнейшая из них, Тихоокеанская, с докембрийского времени достаточно резко изменила свои размеры; что же касается Атлантической и Ин-



Фиг. 117. Скалистые горы, узкая Тихоокеанская геосинклиналь и трансгрессия Мексиканского залива в начале верхнемелового времени, по Шухерту [531].

дийской, то они представляют достаточно молодые с геологической точки зрения образования, возникшие не ранее второй половины палеозоя. Если признать это, то не может быть и речи о правиль-

ности представлений о том, что геосинклиналь Аппалачей располагалась в окраинных частях континента, будучи отделена от вечного Атлантического океана бордерлэндом Аппалачей. В отношении северной части геосинклинальной системы Аппалачи — Западная Гренландия в настоящий момент можно уже с очень большой степенью уверенности утверждать, что к западу от нее, в районе северного Атлантического океана, располагался докембрийский континентальный массив Эрии, отделявший эту систему от геосинклинальной полосы норвежских и британских каледонид. Таким образом северную часть Аппалачской геосинклинали правильнее всего, повидимому, представить как западный окраинный геосинклинальный прогиб обширной геосинклинальной области, которая располагалась между Канадским и Скандинавским докембрийскими щитами и в средних частях которой находились такие же докембрийские массивы платформенного типа, какие располагались, например, в средних частях срединной геосинклинальной области Азии (Таримская глыба, Ордос, Северокитайская глыба и т. д.). Совершенно очевидно, что аналогичную картину в палеозойскую эру могла представлять и южная часть северной половины Атлантического океана, на западной окраине которого располагаются Аппалачи с их бордерлэндом Аппалачей.

Таким образом Аппалачская геосинклиналь, являющаяся типом моногеосинклинальных областей, в действительности может представлять лишь окраинную геосинклиналь мезогеосинклинальной области, если применять терминологию Шухерта. Ее бордерлэнд при этом должен отвечать одному из геоантиклинальных поднятий этой мезогеосинклинальной области.

Переходя теперь к полигеосинклинали Кордильер, также приходится подчеркнуть, что построения Шухерта относительно бордерлэнда, отделяющего ее от вечной Тихоокеанской впадины, также являются мало обоснованными. Шухерт принимает, что в состав этой геосинклинальной области входит только одна геоантиклиналь, подразделяющая ее на две геосинклинали. Ничем, однако, не доказано, что тот район поднятий, который принимается Шухертом за бордерлэнд Каскадия, не является в действительности второй геоантиклиналью и что западнее последней ранее не существовало еще геосинклинальных и геоантиклинальных элементов, которые переходили в дно океана. Таким образом геосинклинальная область Кордильер вполне могла относиться к типу парагеосинклиналей Шухерта, располагающихся на границе континентальной и океанической части земной коры.

Из предыдущего изложения видно, что мы не признаем существования бордерлэндов как особых структурных единиц земной коры, по своему возрасту одинаковых с геосинклиналями, и считаем их аналогичными геоантиклиналям полигеосинклинальных областей Шухерта. Подробнее на этом вопросе мы остановимся позднее и постараемся показать, что их образование обязано своим происхождением тому, что складчатости и поднятиям подвергаются прежде всего внутренние части геосинклинальных областей, которые таким образом утрачивают характер геосинклинальных прогибов раньше, чем периферические.

Если мы признаем правильной изложенную точку зрения, то все разнообразие геосинклиналей континентальной части земной поверхности сведется всего к двум типам, из которых первый можно назвать внутриконтинентальным, а второй — окраинным или краевым. К третьему типу геосинклиналей относятся те, которые расположены в пределах океанических областей и которые можно назвать океаническими.

Различные типы геосинклиналей Шухерта отличаются один от другого своими размерами, сложностью строения и продолжительностью существования. Существуют ли аналогичные различия между типами, выделяемыми нами, сказать трудно. Главнейшим отличием их является различный вещественный состав земной коры, в которой они заложены. Земная кора в районе океанических геосинклинальных областей в основном состоит из тяжелых симических материалов, прикрытых лишь относительно очень тонкой сиалической оболочкой, имеющей в Тихоокеанской области всего 5 *км* толщины. Во внутриконтинентальных геосинклиналях, наоборот, тяжелые массы отодвинуты на бо́льшую глубину, и верхние 50—60 *км* коры состоят из легких сиалических материалов. Окраинные геосинклинальные области расположены на границе континентальных и океанических массивов, и в соответствии с этим строение земной коры здесь должно быть промежуточным в отношении двух других типов.

Из указанных различий вещественного состава коры неизбежно должен вытекать длинный ряд весьма важных следствий, о которых мы в настоящее время еще не имеем почти никаких представлений и можем говорить только предположительно. Во-первых, учитывая различия плотности материала и в соответствии с этим также, очевидно, и других его свойств, мы можем думать, что характер движений коры в различаемых нами типах геосинклинальных областей может быть различным. Во-вторых, можно предполагать, что различным может быть в них также и характер магматической деятельности. В самом деле, в океанической области, где сиалическая оболочка тонкая, эффузивные геосинклинальные породы должны иметь наиболее основной характер, а в остальных типах геосинклинальных областей, где сиалический покров гораздо более мощный, влияние его на первичную базальтовую магму должно иметь следствием образование более богатых кремнеземом эффузивных пород. Аналогичные различия должны наблюдаться и среди интрузивных магматических образований, особенно если правы те геологи, которые считают, что значительная часть интрузивных пород представляет переплавленный материал поверхностных частей земной коры.

Резкие отличия изверженных пород океанических геосинклинальных областей в настоящее время являются очевидными; что касается сравнительной характеристики вулканизма внутриконтинентальных и окраинных геосинклинальных областей, то для выявления существующих здесь различий необходимы еще большие специальные исследования.

Далее, если справедлива наша точка зрения, значительные различия могут представить выделяемые нами типы геосинклинальных

областей в отношении приуроченных к ним рудных месторождений и вообще распространения среди пород тех или других элементов.

III

Мы видели в предыдущем изложении, что после складчатости и поднятий, происходящих внутри геосинклинальных областей, последние в значительной мере утрачивают свою подвижность и переходят в платформенную фазу развития. Эти новые платформенные участки присоединяются, припаиваются к более древним платформам и спаивают две или несколько из них в более обширные платформенные сооружения. Эти факты уже очень давно известны, но самый ход процесса превращения геосинклинальных областей в платформенные остается во многих отношениях неясным, и мы должны теперь выяснить, что дает для познания этого важнейшего геологического процесса изучение советского тектонического материала, проведенное нами на фоне изучения основных черт тектоники всей земной поверхности.

В тектонической литературе этот вопрос уже подвергался рассмотрению, и вполне определенный ответ на него дает в своей основной монографии Штилле [538]. Для изложения идей этого геолога мы воспользуемся словами Н. М. Страхова [365].

«Если мы проследим, где в пределах геосинклинали происходит главная складчатость (и вообще складчатость первых фаз), то увидим, что она приурочивается не к самому краю геосинклинали и не к середине ее, а находится где-то в промежутке между серединой и бортом, на некотором расстоянии от последнего. Непосредственно краевая часть геосинклинали ни в первых фазах складчатости, ни в главной фазе ее не затрагивается или почти не затрагивается (разумеется, если ширина геосинклинали достаточно велика). По отношению к поднявшимся уже цепям она играет долгое время роль Vortiefe, или передовых глубин. Однако в конце концов складчатость приходит и сюда, замыкается и эта краевая часть геосинклинали и складчатая зона вплотную примыкает к платформе. Таким образом происходит как бы смещение складчатости: сперва горообразование совершается вдали от края геосинклинали, затем затухает в этих отдаленных частях и разыгрывается с полной силой на борту ее.

«Таковы закономерности орогенических процессов, наблюдаемые в течение каждой «эры складчатости». Если бы мы перешли теперь к рассмотрению второго вопроса — о том, как связываются друг с другом орогенезы двух смежных эр, то оказалось бы следующее. Мы видели выше, что каждая орогеническая эра имеет свою зону пликативных дислокаций, которая в общем случае не совпадает с предшествующей и последующей зонами по простиранию. Теперь к этому можно прибавить, что каждый раз эта новая зона располагается с внешней стороны предыдущей, т. е. в направлении от платформы. Такое расположение зон пликативного орогенеза позволяет очень просто сформулировать соотношения между орогенезами двух смежных эр. Действительно, *если внутри каждой эры мы имеем дело с перемещением складча-*

тости в направлении на платформу, то при переходе от одной эры к другой происходит резкое смещение всей зоны складчатости в направлении от платформы, т. е. другими словами, *при переходе от одной эры к другой происходит перемена знака в направлении миграции орогенических движений*».

Очень интересные дополнения к этой схеме дает Борн [468]. «Тектоническая картина, которую дает земная поверхность, делает несомненным, что «континентальные глыбы» или, по нашей терминологии, древние, докембрийские платформы разрастаются путем зональных пристроек. Эти пристройки могут состоять в причленении или простой зоны складчатых горных сооружений, или сложных, разнородных тектонических сооружений, в которых среди только что образовавшихся складчатых сооружений располагаются и относительно устойчивые глыбы более древнего происхождения. Это разрастание древних платформ путем присоединения все более молодых складчатых поясов приводит в конечном счете к срастанию разъединенных ранее платформенных глыб в единые, сложно построенные платформы».

Процесс обрастания древних платформенных массивов новыми складчатыми поясами отнюдь не является непрерывным. После всякой эпохи складчатости, как правило, не только созданные ею пояса складчатых горных сооружений, но также и древние срединные массивы, заключенные внутри этих сооружений и, наконец, прилегающие части ограничивающих геосинклинальную область платформ претерпевают раздробление. Части их испытывают глубокое погружение и превращаются в геосинклинали. Эти явления погружения с большей силой разыгрываются на внешнем, дистальном краю вновь образовавшегося пояса складчатых сооружений, чем на внутреннем, проксимальном. Таким образом значительная часть того прироста, который платформенный массив испытывает в определенную фазу складчатости, имеет переходящий характер и вновь переходит в геосинклинальную стадию. При более поздней эпохе диастрофизма, когда опустившиеся участки вновь будут заполнены складками, получается весьма характерное перекрывание области древней складчатости новыми складчатыми сооружениями. Эти перекрытия, по Борну, особенно резко бывают выражены там, где ограничивающие геосинклинальную область платформенные массивы бывают сильно сближены. В геосинклиналях окраинного типа зоны перекрытия, повидимому, имеют меньшую ширину.

Новейшие исследования в советской Средней Азии и Казахстане в связи с последними достижениями тектонической мысли в анализе структуры и истории развития складчатых горных сооружений Западной Европы дают возможность сделать еще один чрезвычайно существенный шаг вперед в деле выяснения основных закономерностей развития геосинклинальных областей.

Особенно большое значение имеют для изучения интересующего нас вопроса те факты, которые доставили за последние годы геологические исследования в Тянь-шане и палеозойской складчатой стране Казахстана. В настоящий момент можно считать прочно установленным, что область северного Тянь-шаня и палеозойский массив Казахстана в эпоху каледонских горообразовательных дви-

жений испытали интенсивную складчатость, которая не распространилась ни на Уральскую геосинклиналь, ни на южный Тянь-шань. В девонское и отчасти в нижнекаменноугольное время северный Тянь-шань представлял сушу, частично с горным рельефом, на которой отлагались сначала чисто континентальные, а затем лагунного типа осадки, в то время как южнее и севернее располагались нормальные морские бассейны. Очень трудно в настоящий момент решить, как далеко на север распространялась северотяньшаньская суша, но представляется весьма вероятным, что через Улу-тау и прилежащие к нему местности она проникала очень далеко на север, в пределы современной Западносибирской низменности. На наличие здесь обширных участков возвышенной суши определенно указывает тот факт, что в Уральскую геосинклиналь обломочный материал поступал с востока.

В эпоху герцинского диастрофизма Урал и южный Тянь-шань, а также Алтайско-Калбинская область и частично, быть может, северо-восточное Прибалхашье испытали настоящую интенсивную геосинклинальную складчатость, тогда как в северном Тянь-шане и в большей части палеозойского массива Казахстана складчатость была пологой; нередко вместо более или менее сжатых складок здесь происходило формирование только бассейно- и куполоподобных изгибов.

Таким образом после каледонского диастрофизма в эпоху последовавшего за этим раздробления каледонских тектонических сооружений и заложения новой, герцинской геосинклинальной области, внутри последней возник обширный более или менее устойчивый срединный массив, подразделивший геосинклинальную область на две ветви — Урало-Тяньшанскую и Алтайскую. Эта Алтайская геосинклинальная область не прилегала уже, как в каледонское время, непосредственно к Сибирской платформе, а отделялась от нее поясом превратившихся в платформенный элемент каледонских складок. В пределах этого пояса имело также место образование обширных котловин опускания геосинклинального типа, как Кузнецкий и Минусинский бассейны, но в их пределах герцинская складчатость была относительно слабо выражена.

Чрезвычайно большой интерес представляет то обстоятельство, что в эпоху герцинской складчатости и поднятий, создавших складчатую структуру Урала, поднятия эти и, повидимому, складчатость передвигались во времени постепенно с востока на запад, к краю Восточноевропейской платформы. Это явление как будто стоит в полном согласии с правилом Штилле о продвижении складчатости к платформе в течение одного тектонического периода, но для нас в свете изложенных выше фактов оно получает иной и притом гораздо более глубокий смысл. История развития Урало-Сибирской и западных частей срединной Азиатской геосинклинальной области показывает, что устойчивые платформенные участки создаются не только, а повидимому, даже не столько в окраинных частях геосинклинальной области, сколько во внутренних частях последней. В последующем складчатость распространяется к платформам от этого первоначального ядра, превратившегося на время в срединный массив геосинклинали.

Попробуем теперь выяснить, представляют ли описанные сейчас факты явление местное, свойственное только западной Азии, или же они имеют более общее значение, и сделанные нами сейчас выводы выражают общие закономерности развития геосинклинальных областей. К сожалению, центральные и восточные части Азиатского материка еще слишком мало изучены, чтобы их можно было привлечь к разрешению интересующего нас вопроса. Состояние геологических знаний в настоящий момент таково, что лишь Западная Европа и Северная Америка могут доставить для этого более или менее удовлетворительный материал.

К сожалению, тектонические условия Западной Европы являются чрезвычайно сложными, и палеозойская структура ее чрезвычайно сильно затемнена, с одной стороны, отложением мощных толщ мезозойских и кайнозойских пород, а с другой, — тектоническими движениями альпийского тектонического цикла. Вследствие этого наиболее важные для нас черты истории развития каледонских и герцинских геосинклинальных областей Центральной и Южной Европы начинают выясняться только в последние годы. То, что можно считать более или менее прочно установленным, находится, нам кажется, в полном согласии со сделанными нами выше выводами.

Выше мы видели, что после протерозойского диастрофизма в Западной Европе возник устойчивый платформенного типа массив, вытянутый в широтном направлении. Следы его можно проследить в виде так называемой Молданубской зоны на протяжении от Центрального плато Франции и до Богемского массива б. Чехословакии. По мнению С. Бубнова массив этот представлял некогда одно целое с Подольским докембрийским массивом. Каледонская складчатость мало затронула этот срединный массив. Отсюда следует, что к северу от Молданубского массива располагался бассейн геосинклинального типа. Остатки геосинклинального типа складчатых горных сооружений каледонского возраста, которые имеются к югу от массива по южному краю Центрального плато Франции [468], в Пиренеях, на Пиренейском полуострове, на Корсике и Сардинии и в Восточных Альпах (Карнийские Альпы и др.), показывают, что геосинклинальные условия господствовали и в этой области. В обеих геосинклинальных областях в эпоху каледонского диастрофизма имела место настоящая интенсивная геосинклинальная складчатость. Таким образом в каледонском тектоническом цикле мы в Западной Европе находим повторение тех условий, которые имели место в Западной Азии в герцинском.

В герцинском тектоническом цикле Молданубский комплекс с присоединившимися к нему участками каледонских складчатых сооружений продолжал играть роль устойчивого срединного массива, а в северной геосинклинали имела место геосинклинальная складчатость, которая распространялась на север, к краю Балтийского докембрийского щита. К югу от Молданубской зоны, в пределах современных Альп, Пиренеев, Атласа и т. д., также наблюдаются следы весьма интенсивной герцинской складчатости. Таким образом и для герцинского цикла сходство с Западной Азией имеется полное.

После герцинского диастрофизма происходит разрушение созданных им складчатых горных сооружений, и по обе стороны древнего складчатого массива Центральной Европы образуются геосинклинальные прогибы — на юге Тетис, а на севере — Польско-Германская геосинклиналь. В пределах последней за мезозойское и кайнозойское время накопились весьма мощные толщи осадков, но интенсивной складчатости не было. В пределах Тетиса возникла Альпийская складчатая система. Нетрудно видеть, что в развитии этой последней имели место те же закономерности, что и в развитии более древних складчатых горных сооружений Западной Европы. Чтобы сделать это более понятным, мы приведем здесь небольшую цитату из Борна [468], касающуюся этого вопроса.

«Если выше было сказано, что альпийская складчатость охватила область от Альп на севере до Марокко на юге, то слова эти нужно понимать так, что в широтной полосе указанной ширины протягивались отдельные крупные горные системы, которые несколько схематично можно обозначить как карпатский и динарский стволы великого альпийского орогена. Эти складчатые дуги и гирлянды, которые в частностях сильно отклоняются от широтного общего направления орогена, обходят в виде выпуклых кнаружи дуг такие в настоящее время низменные участки системы, как Паннонский бассейн, Тирренский район, Валахию, которые, вероятно, следует рассматривать как устойчивые массивы дотетического времени». Таким образом и в области Тетиса средняя часть была занята сложившимися в доальпийское время срединными массивами, от которых складчатость была направлена на ограничивающие геосинклинальную область платформы.

Нам следует теперь рассмотреть с интересующей нас точки зрения Северную Америку. С первого взгляда может казаться, что к этой области наши выводы совершенно неприложимы, но ближайшее рассмотрение вопроса показывает, что это не так. Основной задачей при изучении закономерностей развития геосинклинальных областей Америки является выяснение природы бордерлэндов, которые в тектонических построениях американских геологов играют исключительно важную роль.

Нами было высказано предположение, что бордерлэнды являются геоантиклиналями, возникающими в пределах геосинклинальных областей в эпоху той или другой складчатости и подразделяющими эти области на две или больше ветвей. Учитывая предыдущее, можно сказать, что бордерлэнды являются такими же срединными массивами, с возникновения которых начинается в Евразии превращение геосинклинальной области в платформенную. Если это так, то дальнейшее разрастание складчатых сооружений должно происходить от бордерлэнда к платформенным массивам, ограничивающим геосинклинальную область.

Для проверки этих предположений прежде всего следует обратиться к Аппалачам, на изучении которых построена, как известно, американская версия теории геосинклиналей. Бóльшая часть бордерлэнда Аппалачии, который должен, по американским представлениям, отделять Аппалачскую геосинклиналь от океана, находится в настоящее время под покровом океанических вод и мезозойских

отложений Прибрежных равнин. Для изучения доступна лишь западная часть, представленная плато Пьедмонт. Присутствие в толще дислоцированных пород, слагающих эту область, кембрийских отложений доказывает, что складчатость имела место в пределах плато еще в палеозое; таким образом время образования складчатой структуры бордерлэнда Аппалачии приходится относить к древнему палеозою, вероятнее всего, конечно, к эпохе каледонского диастрофизма. Мы видели, что на месте северного Атлантического океана в древнепалеозойское время должна была располагаться обширная геосинклинальная область, в северных частях которой, несомненно, располагался древний докембрийский срединный массив Эриа. Весьма возможно, что аналогичный массив существовал и в южных частях северной Атлантики, и к нему относится гипотетический бордерлэнд Антиллиа, помещаемый Шухертом в районе южной части полуострова Флорида, Больших Антильских островов, полуострова Юкатан и пр. (см. фиг. 117), или платформа Атлантия, помещаемая Шухертом в южной части северного Атлантического океана. Если Атлантия, как докембрийский срединный массив, существовала, то, очевидно, к ней в каледонскую эпоху складчатости присоединилась складчатая зона «бордерлэнда Аппалачии», или, по Штилле, пьедмонтиды, а в герцинскую эпоху, с возникновением Аппалачей, складчатость заполнила и краевые части геосинклинальной области, спаяв массив бордерлэнда с Североамериканской докембрийской платформой.

Из сказанного следует, что именно в системе Аппалачей мы имеем прекрасный пример того, что складчатость от эпохи к эпохе продвигается от средних частей геосинклинальной области к платформе. Чрезвычайно характерно то обстоятельство, что этот вывод был совершенно очевиден и для Штилле [539], являющегося одним из самых последовательных защитников теории постепенного разрастания платформ путем присоединения к ним все более молодых складчатых поясов. Чтобы избежать этого вывода, опрокидывающего его воззрения, Штилле говорит следующее.

«Если бы и каледонская складчатость плато Пьедмонт была, подобно аппалачской, связана с платформой Лавренции (т. е. с Североамериканской платформой; см. фиг. 19), то мы стояли бы здесь перед фактом, противоречащим всему остальному нашему опыту; здесь имело бы место, что складчатость более молодой зоны располагается между областью более древней складчатости и ее платформой, а не лежит снаружи от этой более древней складчатости. Мы имели бы в таком случае отступание от платформы складчатых зон последовательных эр, а не наблюдающееся в других случаях продвижение их к древнему массиву, т. е. ту форму передвижения складчатости, которая происходит в пределах одной эры (от одной фазы этой эры к другой). Поскольку существуют и другие указания на существование среднеатлантического древнего платформенного массива, приведенные факты заставляют считать, что складки плато Пьедмонт связаны именно с этим массивом, а не с Лавренцией».

С такой аргументацией, очевидно, согласиться нельзя, так как отрицаемые Штилле явления существуют и в тех областях, из кото-

рых он исходит в своих построениях и которые лишь оставались до последнего времени вовсе незамеченными или же были недостаточно оценены.

Переходя к системе Кордильер Северной Америки, приходится иметь в виду, что эта область является относительно еще недостаточно изученной, поэтому мы не можем нарисовать историю развития ее структуры вполне отчетливо. Тем не менее и для Кордильер имеются факты, говорящие в пользу нашей точки зрения. В самом деле, мы видели, что в восточной, прилегающей к докембрийской платформе части Кордильер, именно в Скалистых горах, в течение палеозоя складчатости не было. Наоборот, на западе, в системе Сиерра-Невада, имеются многочисленные следы поднятий и складкообразующих процессов. Выше было указано, что в северной Калифорнии следы складчатости обнаружены в девоне, на границе палеозоя и мезозоя и на границе триаса и юры; главные горообразовательные движения имели здесь место, как известно, в верхнеюрское время. Факты эти, в связи с увеличением мощности палеозойских отложений в пределах Кордильер с востока на запад, делают совершенно несомненным, что древнейшие складчатые горные сооружения возникли в западной части системы современных Кордильер, в пределах Тихого океана, где американские геологи помещают свой гипотетический бордерлэнд Каскадии. Судя по чрезвычайно большой мощности кембрийских отложений, можно думать, что в этой области возвышенная горная страна возникла уже после горообразовательных движений конца протерозоя. В таком случае палеозойские складки должны были припаяться к этому докембрийскому массиву. Что происходило к западу от Каскадии, остается, к сожалению, неизвестным.

В полном соответствии с нашими представлениями находится мезозойская история Кордильер, так как более древняя, юрская или невадийская складчатость имела место в западной части горной системы, а более молодая, ларамийская, — в восточной, прилегающей к Североамериканской платформе. Замечательно также и то, что в мезозое геосинклиналь срединной геоантиклиналью подразделяется на две части.

Подводя итоги, мы приходим к заключению, что при изучении истории геологического развития советской территории следует ожидать, что восточная, прилежащая к Тихому океану, часть последней может очень сильно отличаться от западной. Не исключена возможность, что и различного рода движения, как эпейрогенические, так и орогенические, а также и проявления вулканической деятельности и, наконец, геохимические процессы в двух этих областях будут развиваться неодинаково.

УСЛОВНЫЕ СОКРАЩЕНИЯ К БИБЛИОГРАФИИ

БМОИП, Геология — Бюллетень Московского общества испытателей природы, Отдел геологии.

Бюлл. Средн. Аз. РГРУ — Среднеазиатское районное геологоразведочное управление, Бюллетень, Ташкент.

ВГГРУ — Вестник Главного геологоразведочного управления.

ВГК — Вестник Геологического комитета.

ВМГА — Вестник Московской горной Академии.

ВУАН — Украинская Академия наук.

Вісг. Укр. ГК — Вістник Українського геологичного комітету.

ГВ — Геологический вестник.

ГЖ — Горный журнал.

ГНИГИ — Государственный научно-исследовательский геофизический институт.

ДАН — Доклады Академии наук СССР.

Зап. АН — Записки Императорской Академии наук; после революции — Записки Российской Академии наук.

Зап. Русск. геогр. общ. — Записки Императорского русского географического общества.

ЗМО — Записки Императорского С.-Петербургского минералогического общества; после революции — Записки Российского минералогического общества.

ИАН — Известия Императорской Академии наук; после революции — Известия Российской Академии наук и Известия Академии наук СССР.

ИГГРУ — Известия Главного геолого-разведочного управления.

ИГК — Известия Геологического комитета.

Изв. Моск. отд. ГК — Известия Московского отделения Геологического комитета.

Изв. Русск. геогр. общ. — Известия Императорского русского географического общества.

Изв. Укр. ГК — Известия Украинского отделения Геологического комитета.

Изд. ГК — Издание Геологического комитета.

Изд. ГГРУ — Издание Главного геолого-разведочного управления.

Изд. КЕПС АН — Издание Комиссии по изучению естественных производительных сил России при Академии наук.

Мат. геол. России — Материалы для геологии России, Издание Минералогического общества.

МОПГ — Материалы по общей и прикладной геологии, изд. Геологического комитета.

ОЛЕАЭ — Общество любителей естествознания, антропологии и этнографии.

ПСГ — Журнал Проблемы советской геологии.

Тр. АИЧПЕ — Труды Международной конференции ассоциации по изучению четвертичного периода Европы.

Тр. ГК (XI, 3) — Труды Геологического комитета (римская цифра — номер тома, арабская — номер выпуска).

Тр. ГК (131) — Труды Геологического комитета, новая серия (цифры — номера выпусков).

Тр. Геол. муз. АН — Труды Геологического музея Академии наук СССР.

Тр. Геол. муз. Петра I АН — Труды Геологического музея им. Петра Великого Академии наук.

Тр. Геол. и минер. муз. АН — Труды Геологического и минералогического музеев им. Петра Великого Академии наук.

Тр. Инст. прикл. минер. — Труды Института прикладной минералогии.

Тр. КМА — Труды особой комиссии по исследованию Курской магнитной аномалии при президиуме ВСНХ.

Тр. Ком. иссл. фосф. — Труды комиссии Московского сельскохозяйственного института по исследованию фосфоритов, серия 1, Отчет по геологическому исследованию фосфоритовых залежей.

Тр. МГРИ — Труды Московского геолого-разведочного института.

Тр. НГРИ Серия А и Б — Труды Нефтяного геолого-разведочного института. Серия А и серия Б.

Тр. III Съезда геологов — Труды III Всесоюзного съезда геологов в Ташкенте.

Тр. Укр. наук. досл. геол. инст. — Труди Українського науково-дослідчого геологічного інституту.

Тр. ТПЭ — Труды Таджикско-Памирской экспедиции.

Тр. ГГРУ — Труды Главного геолого-разведочного управления.

Тр. СОПС АН — Труды Совета по изучению производительных сил Академии наук.

Тр. ЦНИГРИ — Труды Центрального научно-исследовательского геолого-разведочного института.

Bull. Geol. Soc. America — Bulletin of the Geological Society of America.

Bull. Geol. Soc. China — Bulletin of the geological Society of China, Peking.

Bull. serv. geol. de Pologne — Bulletin du service geologique de Pologne.

Bull. Soc. Natur. Moscou — Bulletin de la Société Imperiale des Naturalistes de Moscou.

Bull. Soc. Geol. France — Bulletin de la Société Geologique de France.

N. J. — Neues Jahrbuch fur Mineralogie, Geologie und Palaeontologie.

Sprawozd. Polsk. Inst. Geol.—Sprawozdania Polskiego Institutu Geologicznego.

Zentralbl. Min., Geol. — Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Palaeontologie.

Z. d. d. g. G. — Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft.

БИБЛИОГРАФИЯ

1. Аделунг А. С., Тектоника юго-западных отрогов Тянь-Шаня, Материалы геологии Средней Азии, вып. 11, 1938.

2. Александров В., От Дойруна до долины Дивана, ТВГРО, 170, 1932.

3. Алексеев А. и Крюков В., О геологическом строении горы Пивихи, Записки Общества сельского хозяйства Юга России, кн. 1, 1919.

4. Алферов Б. А., Геологические исследования в районе Костина шара, Тр. Арктического института X VI, 1935.

5. Андрусов Н., Геологические исследования на Таманском полуострове. Материалы геологии России, XXI, 1904.

6. Андрусов Н., Предварительный отчет о геологических исследованиях в Закаспийском крае летом 1913 г., ИГК, 33, 1914.

7. Андрусов Н., Материалы для геологии Закаспийской области, ч. 1, Красноводский полуостров, Большой и Малый Балхан, Джанак, Устюрт, Труды Арало-Каспийской экспедиции, вып. VII, 1905, приложение к трудам СПБ общества естествоиспытателей.

8. Андрусов Н. Материалы для геологии Закаспийской области, ч. II, Мангышлак, часть описательная, Труды Петроградского общества естествоиспытателей XXXVII, 1915.

9. Андрусов Н., Краткий геологический очерк полуострова Тюб-Карагана и горного Мангышлака, Труды Ком. иссл. фосф. III, 1911.

10. Арган Э., Тектоника Азии, Москва, 1934.

11. Армашевский П., Общая геологическая карта Роесии, лист 46, Полтава—Харьков—Обоянь, Тр. ГК XV, 1, 1903.

12. Архангельский А. Д., Введение в изучение геологии Европейской России, М., 1923.

13. Архангельский А., Среднее и Нижнее Поволжье (Материалы к его тектонике), Землеведение, кн. IV, 1911.
14. Архангельский А., Геологический очерк Пензенской губернии, изд. Пензенского губернского земства, Москва, 1916.
15. Архангельский А., Предварительный отчет о геологических исследованиях в низовьях Аму-дарьи, ИГК, 33, 1914.
16. Архангельский А., Об Окско-Цнинском вале и Рязанско-Костромском прогибе, Изв. Моск. отд. ГК, 1, 1919.
17. Архангельский А., Обзор геологического строения Европейской России, т. I, Юго-восток Европейской России и прилежащие части Азии, вып. 1 и 2, изд. ГК, 1922.
18. Архангельский А., Об отношениях складчатости Керченского полуострова к тектонике Крымских гор, ВГК, № 2, 1928.
19. Архангельский А., Несколько слов о тектонике Русской платформы, БМОИП, Геология № 3, 1923—1924.
20. Архангельский А., Курская магнитная аномалия, ГИЗ, 1924.
21. Архангельский А., Геологические исследования в низовьях Аму-дарьи, Тр. ГГРУ, 12, 1931.
22. Архангельский А. Д., Геологическое строение СССР, Европейская и Среднеазиатская части, Геолого-разведочное издательство, 1932.
23. Архангельский А., К вопросу о покровной тектонике Урала, БМОИП, Геология, X (1), 1932.
24. Архангельский А. Д., Геологическое строение СССР, Западная часть, ОНТИ, 1934.
25. Архангельский А. Д., О некоторых спорных вопросах тектонической терминологии и тектоники СССР, ИАН, 1939.
26. Архангельский А. и Добров С., Геологический очерк Саратовской губернии, изд. Саратовского губернского земства, Москва, 1913.
27. Архангельский А. Д., Шатский Н. С., Преображенский Н. А., Общие результаты исследований по северо-западной окраине Донецкого бассейна, Тр. КМА, V, 1924.
28. Архангельский А. и Корбуш И., Общие результаты разведочных работ в области Щигровского максимума Курской магнитной аномалии, Тр. КМА, вып. 7, 1926.
29. Архангельский А., Блохин А., Меннер В., Осипов С., Соколов М., Чепиков К. Краткий очерк геологического строения и нефтяных месторождений Керченского полуострова, Тр. ГГРУ, 13, 1930.
30. Архангельский А. Д. и Шатский Н. С., Схема тектоники СССР, БМОИП, XI, № 4, 1933.
31. Архангельский А. Д. и Федынский В. В., Геологические результаты гравиметрических работ в восточном Азербайджане, БМОИП, 1932.
32. Архангельский А. Д. и Федынский В. В., Геологические результаты гравиметрических исследований в Средней Азии и юго-западном Казахстане, Изв. АН, серия геологическая, 1936.
33. Архангельский А. Д., Михайлов А. А., Федынский В. В. и Люстих Е. Н., Геологическое значение аномалий силы тяжести в СССР, ИАН, 1937, Серия геологическая № 4.
34. Архангельский А. Д., Шатский Н. С., Меннер В. В., Павловский Е. В., Херасков Н. П. и др., Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР, Изд. АН, 1937.
35. Архангельский А. Д., Розе Н. В., Колюбакин В. В. и Падеревская А. И., Тектоника докембрийского фундамента Восточно-европейской платформы по магнитным данным, ИАН, серия географическая, 1937.
36. Архангельский А. Д. и Страхов Н. М., Геологическое строение и история развития Черного моря, Изд. АН, геологический институт, 1938.
37. Архангельский А. Д. и Шатский Н. С., Тектоническая карта СССР в Большом советском атласе мира.
38. Асаткин Б. П. Гдовские дислокации (Ленинградская область), Тр. Ленинградского геологического треста, вып. 14, 1938.
39. Асаткин Б. П., Вопросы тектоники и проблемы интрузий в западной части Ленинградской области, ПСГ, № 5—6, 1937.
40. Барбот-де-Марни Н., Через Мангышлак и Устюрт в Туркестан, Приложение к Тр. Общества естествоиспытателей при Петербургском университ., 1889.
41. Барбот-де-Марни Н., Поездка на гору Чепчачи, ГЖ, 1874.

42. Безруков П. Л., О геологическом строении степных пространств к юго-востоку от г. Уральска БМОИП, № 2, 1936.
43. Белоусов В. В., Вопросы геологии гелия, Тр. геолого-разведочного бюро газовых месторождений, вып. 6, ОНТИ, 1934.
44. Берг Л., Аральское море, Известия Туркестанского отделения Русского географического общества, V, 1908.
45. Беспалов В. Ф., Варисская структура Джезказгано-Атбасарского района (западная часть Центрального Казахстана), ПСГ, т. VI, № 11, 1936.
46. Блохин А. А., Новые данные о геологическом строении Южного Урала, БМОИП, № 1, 1932.
47. Богданов А. А., Соляные купола Нижнего Заволжья, БМОИП, № 3, 1934.
48. Богданович К. Н., Геологический очерк западного побережья Охотского моря от Николаевска на Амуре до Охотска, Сборник памяти И. В. Мушкетова, 1905.
49. Богданович К., К геологии Средней Азии, 1, Описание некоторых осадочных образований Закаспийского края и части Северной Персии, ЗМО, 26, 1890.
50. Богословский Н., Общая геологическая карта России, лист 73, ТГК, 16, 1906.
51. Большой советский атлас мира, т. 1, М., 1937.
52. Борисяк А. А., Теория геосинклиналей, ИГК, 43, № 1, 1924.
53. Борисяк А. А., Курс исторической геологии, Горно-геолого-нефтяное издательство, 1934.
54. Борисяк А. А., Геологический очерк Сибири, Петроград, 1923.
55. Брод И. О. Тектоника восточного Предкавказья, Советская геология, № 7, 1938.
56. Бубличенко Н. Л.. Основные тектонические линии Рудного Алтая, Большой Алтай, т. II, изд. АН, 1936.
57. Бубличенко Н., Белоусова В. и Воднева Е., Геологические исследования в районе Телецкого озера на Алтае, ИВГРО, 50, вып. 71, 1931.
58. Бубнов С., Геология Европы, т. II, Внеальпийская Западная Европа, ОНТИ, 1935.
59. Бурачек, А. К геологии Саятского каменноугольного месторождения, ИГГРУ, 80, 1931.
60. Быков Г. Е., К строению Тургайского пролива, ПСГ, № 8, 1937.
61. Вакар В. А., Геологическое строение северо-восточного Приколымья, Тр. Арктического института, 90, 1937.
62. Варданянц Л. А., Сейсмотектоника Кавказа, Тр. Сейсмологического института АН, № 64, 1935.
63. Варданянц Л., Материалы по тектонике Центрального Кавказа (Военно-Осетинская дорога), ЗМО, 59, вып. 2, 1930.
64. Варданянц Л., Тектоническое строение Горной Осетии и ее отношение к Центральному Кавказу, ЗМО, 62, № 1, 1933.
65. Васильев В. А., Геологический очерк восточной части Коряцкого хребта, Тр. Арктического института, LIX, 1936.
66. Васильевский П., Геологическая карта Больших Балхан, «Вестник ирригации», № 9, Ташкент, 1926.
67. Васильевский Н., Геологические наблюдения по берегам рр. Ловати, Куньей, Большого и Малого Тудра, Ежегодник Геологии и Минералогии России, XIV, вып. 3, 1912.
68. Васильевский М., К геологии Тарбагатая, ИГК, 33, 1914.
69. Васильевский П., Гидрогеологические исследования Б. Балхан, Тр. ВГРО, 192, 1932.
70. Вассоевич Н., Краткий геологический очерк Джавского района Юго-Осетии, Тр. СОПС, Серия Закавказская № 4, 1932.
71. Вебер В. Н., Геологическая карта Средней Азии, лист Аулие-Ата, Тр. ЦНИГРИ, вып. 67, 1935.
72. Вебер В., Восточный Кара-тау, ИГК, 44, № 9, 1925.
73. Вебер В. и Калицкий К., Челекен, ТГК, 63, 1911.
74. Вегенер А., Происхождение материков и океанов, ГИЗ, 1925.
75. Великовская Е. М., Геологическое строение северо-западной части Саратовского Поволжья в связи с вопросом о западной границе палеогена, БМОИП, № 1, 1936.

76. Вознесенский А., Попов К. и Преображенский Н., Султан-Уиз-даг, Изв. СПБ Политехнического института, XXI, 1914.
77. Вологдин А., Тубинско-Сисимский район Минусинско-Хакасский край, Тр. ВГРО, 198, 1932.
78. Вологдин А., Кизир-Казырский район, Тр. ГГРУ, 92, 1931.
79. Вялов О., О проявлении андийской фазы складчатости в западном Туркменистане, ИВГРО, 51, вып. 88.
80. Высоцкий Н., Краткий очерк развития орогенических и вулканических циклов на Урале, Геологическая карта Урала, масштаб 1 : 1 000 000, изд. ГГРУ, 1931.
81. Гапеев А., Карагандинское каменноугольное месторождение, МОПГ, 61, 1922.
82. Гапеев А., К вопросу об Экибастузском и Прииртышских угольных месторождениях, МОПГ, 44, 1918.
83. Гапеев А., Геологический очерк западной окраины Донецкого бассейна, МОПГ, 123, 1927.
84. Геологическая карта Донецкого каменноугольного бассейна, Масштаб 10 верст в дюйме, изд. ГК, 1920.
85. Геологическая карта Кавказа, Масштаб 1 : 1 000 000, изд. ГГРУ, 1931.
86. Геологическая карта Донецкого бассейна, Масштаб 1 : 420 000, изд. ГК.
87. Геологическая карта Туркестана, Масштаб 1 : 1 680 000, изд. ГК, 1925.
88. Геологическая карта Европейской России, Масштаб 60 верст в дюйме, изд. ГК, 1915.
89. Геологическая карта Европейской части СССР и прилегающих к ней стран, Масштаб 1 : 630 000 (150 верст в дюйме), изд. ГК, 1926.
90. Геологическая карта Урала, Масштаб 1 : 1 000 000, изд. ГГРУ, 1931.
91. Геологическая карта Европейской части СССР, 3-е издание, Масштаб 1 : 2 500 000.
92. Геологическая карта Союза Советских Социалистических Республик, 1 : 5 000 000, 1937.
93. Герасимов А., К вопросу о возрасте древнейших свит на Северном Кавказе, ИГК, 48, № 7, 1929.
94. Герасимов А., Обзор современных данных по геологии Северного Кавказа, ИГК, 47, № 4, 1928.
95. Герасимов А., Общий очерк вулканических явлений, Геология СССР, IX, Северный Кавказ.
96. Герасимов И. и Чихачев П., Геологический очерк Кызылкумов, Тр. ГГРУ, 82, 1931.
97. Голубятников В., Геологическое строение области третичных отложений южного Дагестана между р. Рубас-чай и р. Самур, Тр. ВГРО, 278, 1933.
98. Голынец Ф., К вопросу о газоносности и нефтеносности Калмыцких степей, Тр. НГРИ, серия Б, вып. 1, 1931.
99. Горский И. и Огнев В., Материалы к геологии Нарынского угленосного района, Тр. ГГРУ, 1930.
100. Горшков Г., Геологические условия зангезурского землетрясения 27 апреля 1931 г., Тр. Сейсмологического института АН, № 31, 1933.
101. Гречишкин Л. А., Геологический очерк восточного побережья Камчатки, Тр. НГРИ, серия А, вып. 72, 1935.
102. Губин И. Е., Граница между Памиром и Алаем, Тр. САЭ, 1938.
103. Губкин И. М., Тектоника юго-восточной части Кавказа в связи с нефтеносностью этой области, ОНТИ, 1934.
104. Губкин И. М., Обзор геологических образований Таманского полуострова, ИГК, 32, 1913.
105. Губкин И. М. и Федоров С. Ф., Грязевые вулканы Советского Союза и их связь с генезисом нефтяных месторождений Крымско-Кавказской геологической провинции, изд. АН, 1938.
106. Гутенберг Б., Строение земли, ОНТИ, 1935.
107. Двали М., Лебедев Г. Л., Никитюк Л., Геологические и гидрогеологические исследования Красноводского полуострова, Тр. ВГРО, 179, 1932.
108. Двойченко П., Синеклизы и антеклизы Крыма и Таврии, Тр. Крымского научно-исследовательского института, 1, 1926.
109. Детальная геологическая карта Донецкого каменноугольного бассейна, Планшеты VI—21 (В. Соколов — 1911), VI—31 (В. Яворский—1929), VII—25,

VII — 26, VII — 27, VII — 28, (П. Степанов — 1910, 1911, 1913, 1915), VII —24 (Родыгин — 1912), VII — 23 (А. Снятков — 1913), VI — 20 (В. Соколов — 1915), VIII — 22 (Б. Мефферт — 1916 и 1923), VI — 32 и 33 (В. Яворский 1919 и 1927), изд. ГК.

110. Джоли Д., История поверхности земли, ГИЗ, 1929.

111. Дингельштедт Н. Н., К стратиграфии и тектонике Южного Урала, ПСГ, № 8, 1935.

112. Дингельштедт Н. Н., К вопросу о геологическом строении Южного Урала, Тр. ВГРО, 243, 1932.

113. Дитмар Ф., Геолого-технические железнодорожные изыскания при постройке Рязанско-Казанской ж. д. в 1891—1892 г., Тр. I Съезда деятелей по практической геологии и разведочному делу, СПБ, 1908.

114. Дробышев Д., Предварительный отчет о геологических работах 1925—1927 гг. по Дагестанскому пересечению Кавказского хребта, ИГК, 48, № 7, 1929.

115. Дубянский А., Новые данные в геологии Воронежской губернии, Воронеж, 1927.

116. Дубянский А., Разведка на угли в ЦЧО и к югу в сторону Донбасса, Краткий очерк месторождений углей и горючих сланцев СССР, 1933.

117. Дубянский А. А., Гидрогеологические районы Воронежской области, Воронежский сельскохозяйственный институт, Воронеж, 1935 и 1936.

118. Дэли Р., Изверженные породы и глубины Земли, ОНТИ, 1936.

119. Дьяков Б. Ф., Геологические исследования на западном берегу полуострова Камчатки, Тр. НГРИ, серия А, вып. 83, 1936.

120. Елисеев Н., О надвигах в Рудном Алтае, Тр. ГГРУ, 28, 1931.

121. Елисеев Б. Н., Материалы к геологии и полезным ископаемым Анадырского края, Тр. Арктического института, XLVIII, 1936.

122. Елисеев Н. А., Геологический очерк Калбы, Большой Алтай, т. II. изд. АН, 1936.

123. Ермолаев М. М., Геология и полезные ископаемые Новосибирского архипелага, Тр. СОПС, изд. АН, 1933.

124. Ермолаев М. М., Геология Новой Земли, Тр. Арктического института, XLI, Л., 1936.

125. Зверев В. Н., Очерк полезных ископаемых Якутской республики, Сборник «Якутия», изд. АН, 1927.

126. Зегебарт Д. К. и Старостина З. М., О геологической истории северо-восточной части Ленско-Енисейского поля и северной части Байкальской складчатой зоны, ПСГ, № 3 и 4, 1935.

127. Зегебарт Д. К., К стратиграфии и тектонике древнего палеозоя и мезозоя право- и левобережья р. Лены от устья р. Бирюк до устья р. Синей и притоков рр. Наманы и Бирюка, БМОИП, № 3, 1936.

128. Жирмунский А., Основные черты тектоники Западного края, Изв. Моск. отд. ГК, т. 1, 1923.

129. Жирмунский А., Подземные воды Западного края, МОПГ, 63, 1927.

130. Заварицкий А., Коренные месторождения платины на Урале, МОПГ, 108, 1928.

131. Заварицкий А., К тектонике Урала, ИГК, 42, № 2, 1923.

132. Заварицкий А., Главные черты в развитии вулканического цикла на Урале, ИГК, 43, № 4, 1924.

133. Замятин А., Индерское озеро и его окрестности, ИГК, 33, 1914.

133а. Замятин А., Ухтинский нефтеносный район, ИТК, 30, 1911.

134. Здорик Б., Геологическое исследование фосфоритных залежей Курган-тюбинского района Таджикской ССР, Агрономические руды СССР, 1, в. 2, 1932.

135. Каменский Г., О геологическом строении правобережья р. Дона между станицами Усть-Медведицкой и Трех-Островянской, БМОИП, № 3, 1923—1924.

136. Каменский Г. Н., Гидрогеологические исследования в южной части Общего Сырта, произведенные в 1926 г., ИГК, 1927, 46, № 10.

137. Карпинский А., Геологические исследования в Оренбургском крае, ЗМО IX, 1873.

138. Карпинский А., О кембро-силурийских и некоторых других отложениях Псковской губернии, ГЖ, II, 1887.

139. Карпинский А. П., Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России, ИАН, № 1, 1894.

140. Карпинский А. П., Очерки геологического прошлого Европейской России, Петроград 1919.
141. Карпинский А. П., К тектонике Европейской России, изв. АН, 1919.
142. Кассин Н. Г., Новые данные о строении Западносибирской низменности, Тургайской и Иртышской впадин, ПСГ, № 7, 1937.
143. Кассин Н. Г., Связь вулканизма и металлогенеза с тектоническими структурами Казахстана, ПСГ, т. VII, № 8, 1937.
144. Кассин Н. Г., Очерк тектоники Казахстана, ПСГ, т. II, № 6, 1934.
145. Кассин Н. Г., Общая геологическая карта СССР, лист 107, Тр. ГК, 158, 1928.
146. Кассин Н. Г., Гидрогеологический очерк Илийского бассейна, Тр. ГГРУ, 3, 1930.
147. Кассин Н. Г., Общая геологическая карта Казахстана, Описание Баян-Аульского и Верхне-Чидертинского листов, Тр. ГГРУ, 110, 1931.
148. Кассин Н. Г., Краткий геологический очерк северо-восточного Казахстана, Тр. ГРО, 165, 1931.
149. Кассин и др., Тектоника восточного Казахстана, Геология СССР, XX.
150. Катушенок И. И., Кембрий Лено-Байкальского водораздела, Очерки по геологии Сибири, вып. 8, изд. АН, 1938.
151. К геологии Ухтинского нефтеносного района, Нефтяное хозяйство, № 8—9, 1930.
152. Кленова М. и Обручев С., Геологические исследования Морского научного института на Новой Земле в 1925—1927 гг., Тр. Морского научного института, IV, вып. 4.
153. Козлов А., Предварительный отчет о геологических исследованиях в б. Сухумском уезде в 1929 г., ИВГРО, 51, вып. 68, 1932.
154. Козырев Л., Гидрогеологическое описание южной части Акмолинской области, СПБ, 1911, изд. Отдела земельных улучшений Главного управления землеустройства и земледелия.
155. Коржинский Д. С., Геология и полезные ископаемые Южного района, Якутская ССР, вып. 2, изд. АН, 1933.
156. Коржинский Д., Аягуз-Иртышский водораздел к востоку от хребта Чингиз, Тр. ВГРО, 108, 1932.
157. Косыгин А., Нефтяное месторождение Мортук, Темирского у., Актюбинской губ., ИГК 44, № 4, 1925.
158. Королев А., Постэоценовые движения по юго-западной окраине гор Кара-Мазар, ИГК, 48, № 6, 1929.
159. Краснопольский А., Геологические исследования в Акмолинской и Семипалатинской областях, Геологические исследования и разведочные работы по линии Сибирской ж. д., XXI, 1902.
160. Крашенинников Г. Ф., Геология Ангаро-Илимского железорудного района, Тр. ВСГТ, 12, 1935
161. Крестовников В., К познанию девонских отложений Воронежской и юго-восточной части Орловской губернии, БМОИП, Геология, 1925.
162. Крестовников В. и Терентьева К., Материалы к изучению литологии девонских отложений Подмосковного бассейна, БМОИП, XI, № 1, 1933.
163. Кржечковский А., Гюмюшлугское цинково-свинцовое месторождение Шарурского у. Нахичеванской АССР, ИГГРУ, L, вып. 56, 1931.
164. Кротов П., О дислокациях пермских пластов Вятской и Казанской губерний, Приложение к протоколам Казанского Общества естествоисп., № 132, 1892.
165. Кропоткин П. Н. и Шаталов Е. Т., Очерк геологии северо-востока СССР, ОНТИ, 1936.
166. Кротов П., Западная часть Вятской губернии в пределах 89 листа, ТГК, 64, 1912.
167. Кротов Б. П., Отчет о работах по исследованию Алапаевских железорудных месторождений в 1929 г., Тр. ГГРУ, 70, 1931.
168. Кругловский М., Некоторые данные по геологии Северного острова Новой Земли, собранные во время экспедиции 1910 г. на судне «Дмитрий Солунский», Материалы геологии России, XXVI, 1918.
169. Кудрявцев Н., Материалы по геологии нефтяных месторождений Пховели и Гурджаани (Грузия), Тр. НГРИ, серия Б, вып. 19, 1932.

170. Кудрявцев М. П., Геология и месторождения ископаемых углей бухты Угольной, Тр. Арктического института, LIX, 1936.
171. Кузнецов Е. А., Развитие взглядов на тектонику Урала от А. П. Карпинского до наших дней, ИАН, серия геологическая, № 4, 1937.
172. Кузнецов Е. А., К тектонике восточного склона среднего Урала, БМОИП, 2, 1933.
173. Кузнецов Е. А. и Асташенко К. И., Геологическое строение северо-западной части хребта Пай-хой, ИАН, серия геологическая № 4, 1938.
174. Кузнецов Е. А. и Захаров Е. Е., К тектонике восточного склона Урала, БМОИП, Геология IV, № 1—2, 1926.
175. Кузнецов И., Рокский перевал, Тр. ВГРО, 161, 1932.
176. Кузнецов И., Докембрийские и палеозойские эффузии и интрузии, Геология СССР, IX.
177. Кузнецов И., Колебательные движения земной коры и их роль в структуре Кавказа, ПСГ, № 7, 1933.
178. Кузнецов И., Геологическое строение района курорта Шамшови (бассейн Чанчахи) в Центральном Кавказе, Тр. ВГРО, 151, 1931.
179. Кузнецов И., Краткий геологический очерк Балкарии, ИГК, 43, № 9, 1924.
180. Кузнецов И., Некоторые соображения о стратиграфическом и тектоническом положении сланцев Главного хребта на Кавказе, ИГК, 45. № 3, 1927.
181. Кузьмин А., Материалы к стратиграфии и тектонике Кузнецкого Ала-тау, Салаира и Кузнецкого бассейна. Изв. Сибирского отделения Геологического комитета, VII, вып. 2, 1928.
182. Куплетский Б., Петрография Кольского полуострова, Петрография СССР, изд. АН, 1932.
183. Лаврова М., О геологических работах Новоземельской экспедиции, 1921, ИАН, 1922.
184. Ласкарев В., Заметки по вопросу о тектонике южнорусской кристаллической площади, ИГК, 24, 1905.
185. Ласкарев В., Геологические исследования в юго-западной России, 17-й лист Общей геологической карты Европейской России, Тр. ГК, 77, 1914.
186. Лазуркин В. М., Геологический очерк юго-восточной части Хараулахского хребта, Тр. Арктического института, XLIII, 1936.
187. Лисенко Ф., Родовище гіпсу та глинястого мергелю на Роменщині, Тр. Укр. наук-досл. геол. инст., III, 1929.
188. Лихарев Б. К., Геологические исследования в Южном Тимане, Тр. ВГРО, 150, 1931.
189. Луппов Н., Геологический очерк Восточно-Карабугазского района по исследованиям 1929 и 1930 гг., Тр. ВГРО, 269, 1932.
190. Луппов Н., К стратиграфии неокомских отложений Мангышлака, ИВГРО, 51, вып. 40, 1932.
191. Луппов Н. П., Геологическое строение северо-восточной части Красноводского района Туркменской ССР, ИГГРУ, 1931, вып. 54.
192. Лучицкий В. И., Вопросы стратиграфии и тектоники Украинской кристаллической полосы, БМОИП, VIII, № 3—4, 1930.
193. Люткевич Е., К стратиграфии татарского яруса района р. Сухоны, ИГГРУ. № 2, 50, 1931.
194. Магнитная и гравиметрическая съемка области московской аномалии силы тяжести, ГНИГИ, Геофизический бюллетень, № 31, М., 1929.
195. Мазарович А. Н., О плащеобразном залегании в области Поволжья, ГВ, 4, 1921.
196. Мазарович А. Н., Основные черты строения северного конца Доно-Медведицкого вала, БМОИП, IV, № 1—2, 1926.
197. Мазарович А. Н., Курс исторической геологии, Геолразведиздат, 1933.
198. Мазарович А. Н., Геологическое строение Заволжья между г. Куйбышевом и Оренбургом, БМОИП, № 6, 1936.
199. Макеев П., Очерк рельефа Кызыл-кумов, Тр. СОПС АН, серия каракалпакская, вып. 1, 1933.
200. Максимов Б. А. О залегании нижнего мела в Забайкалье, ПСГ, № 3, 1937.
201. Марковский А., Новые данные по стратиграфии и тектонике восточной части Зеравшано-Гиссарской горной системы, ИГГРУ, 50, вып. 50, 1931

202. Марковский А., Тектоническое строение Зеравшанского района, Геология СССР, XXIV.
203. Марковский А., О взаимоотношении Памира и Тянь-шаня, Научные итоги ТПЭ, 1940.
204. Мейстер А. К., Геологические исследования в Киргизской степи, Геологические исследования и разведочные работы по линии Сибирской ж. д., XV.
205. Мейстер А. К., Геологические исследования в золотоносных областях Сибири, Енисейский золотоносный район, IX, 1910.
206. Меркулов П. Л., К геологии северо-восточного Казахстана (Сары-су — Тенизский водораздел), ПСГ, № 11, 1936.
207. Мефферт Б., Геологический очерк Марьевского района Донецкого бассейна, МОПГ, 42, 1924.
208. Мефферт Б., Геологический очерк Лисичанского района Донецкого бассейна, МОПГ, 65, 1924.
209. Мефферт Б., Геологический очерк района Петровского каменноугольного месторождения, МОПГ, 122, 1926.
210. Мефферт Б., Геологические исследования в Мингрелии, Тр. ГГРУ, 64, 1931.
211. Мефферт Б., I Геологический очерк Лечхума, II Геологические исследования в Рачинском уезде Западной Грузии в 1928 г., МОПГ, 140, 1930.
212. Мефферт Б., Об условиях залегания ультраосновных жильных пород в Таганрогском округе, ИГК, 1918.
213. Мефферт Б., Вулканические проявления по южной периферии Донецкого бассейна, Геология СССР, IX.
214. Милановский Е. В., К тектонике южной части Симбирской губернии, БМОИП, Геология II, № 3, 1924.
215. Милановский Е. В., Геологический очерк бассейна р. Барыша и правобережья р. Суры в Ульяновской губернии, Мемуары геологического отделения ОЛЕАЭ, вып. 1, 1925.
216. Милановский Е. В., Геологический очерк Поволжья, М., 1927.
217. Милановский Е. В., Геологическое строение, подземные воды и полезные ископаемые Ульяновской губернии, Геологический сборник Общества изучения Ульяновского края, Ульяновск, 1927.
218. Милановский Е. В., Александровский грабен в южном Поволжьи, Изв. Ассоциации МГУ, т. II, вып. 3—4, 1928.
219. Милановский Е. В., Очерк теории геосинклиналей в ее современном состоянии, БМОИП, № 4, 1929.
220. Милорадович Б. В., Геологический очерк северо-восточного побережья северного острова Новой Земли, Тр. Арктического института, XXXVIII, 1936.
221. Михайловский С., Геологические исследования в Центральной Бухаре, Зап. Горного института, V, 1914.
222. Моисеев А. С., К геологии юго-западной части главной гряды Крымских гор, МОПГ, 89, 1930.
223. Моисеев А. С., О Бешуйском каменноугольном месторождении в Крыму, МОПГ, 100, 1929.
224. Моисеев А. С., Основные черты строения горного Крыма, Тр. Ленинградского общества естествоиспытателей, № 1, 1935.
225. Мокринский В., Ткварчельский угленосный район, Тр. ГК. 189, 1928.
226. Моор Г. Г., К проблеме тектонического районирования Центрального сектора Советской Арктики, Проблемы Арктики, № 5, 1937.
227. Морозевич И., Геологическое строение Исачковского холма, Тр. ГК, 7, 1903.
228. Москвитин А. И., Происхождение и возраст Вышневолоцко-Новоторжского вала, БМОИП, № 3, 1938.
229. Музылев С. А., Геологический разрез через Малый Хинган, Сборник в честь В. А. Обручева, изд. АН, 1938.
230. Муратов М. В., Основные черты тектоники Крымского полуострова, БМОИП, т. XV, № 3, 1937.
231. Муратов М. В., Геологический очерк восточной оконечности Крымских гор, Тр. Московского геолого-разведочного института, VII, 1937.
232. Мухин В. Г., К геологии Центрального и Западного Тянь-шаня, ПСГ, т. VI, № 5, 1936.

233. Мушкетов И. В., Геологические исследования Калмыцкой степи в 1884—1885 гг., Тр. ГК, XIV, № 1, 1895.
234. Мушкетов И. В., Геологические исследования в Киргизской степи, Тр. ГК, XIV, № 5, 1896.
235. Мушкетов И. В., Туркестан, т. I, Петербург, 1886; 2-е изд., 1915, т. II, Петербург, 1906.
236. Наливкин Б. В., Уфимский амфитеатр, Международный XVII геологический конгресс, Пермская экскурсия, Северный маршрут, ОНТИ, 1937.
237. Наливкин Д. В., Предварительный отчет о поездке летом 1915 г. в Горную Бухару и на Западный Памир, Изв. Русск. геогр. общ., 52, 1916.
238. Наливкин Д. В., Очерк геологии Туркестана, Ташкент — Москва, 1926.
239. Наливкин Д. В., Палеогеография Средней Азии, Научные итоги ТПЭ, 1936.
240. Наливкин Д. В., Учение о фациях, ОНТИ, 1932.
241. Наливкин Д. В., Тектонические циклы западной части Ангарской геосинклинали, Тр. III Съезда геологов, вып 1, 1930.
242. Наливкин Д. В., Геологические районы СССР, Проблемы советской геологии, т. I, № 1, 1933.
243. Наливкин Д. В., Чуенко П., Попов В., Юдин Ю., Геологическое строение Памира, Тр. ВГРО, 182, 1932.
244. Нацкий А. Д., Краткий отчет об исследованиях в Кюрин-даге в 1913 г., ИГК, 33, 1914.
245. Нейман-Пермякова О., Силурийские отложения западного склона Урала, ИГГРУ, 50, № 57, 1931.
246. Нехорошев В. П., Дислоцированные мезозойские отложения в северных предгорьях Саура, ИГК, 48, 1929.
247. Нехорошев В. П., Кендерлыкское каменноугольное месторождение, МОПГ, 79, 1928.
248. Нехорошев В. П., Тектоника и металлогения юго-западного Алтая, ИВРО, LI, вып. 15, 1932.
249. Нехорошев В. П., Материалы для геологии Горного Алтая, Тр. ВГРО, 177, 1932.
250. Нехорошев В. П., О юном рельефе Алтая и древних долинах Казахстана, ПСГ, № 7, 1936.
251. Нехорошев В. П., Краткий геологический очерк территории Большого Алтая, Большой Алтай, 1, изд. АН, 1934.
252. Нехорошев В. П., Новые данные по геологии Большого Алтая, Большой Алтай, т. II, изд. АН, 1936.
253. Нехорошев В. П., Геологический очерк Алтая, изд. АН, 1932.
254. Нехорошев В. П., Материалы к познанию кайнозойской истории Зайсанского края, Тр. ГГРУ, 66, 1931.
255. Нехорошев В. П., Проявление альпийской дислокации на Алтае, ВГК, № 2, 1927.
256. Нехорошев В. П., Геология Западной Сибири по новейшим данным, изд. ГГРУ, 1931.
257. Нехорошев В. П., Геологический очерк Рудного Алтая, ИГГРО, № 5, 1930.
258. Нечаев А. В., Пермский известняк р. Карлы Симбирской губ., ИГК, 32, 1913.
259. Нечаев А. и Замятин А., Геологические исследования в северной части Самарской губ., Тр. ГК, 84, 1913.
260. Николаев В., К стратиграфии и тектонике северных цепей Тянь-шаня, Тр. III Съезда геологов, Ташкент, 1930.
261. Николаев В., Вулканизм в геологической истории Тянь-шаня, Тр. III Съезда геологов, 1930.
262. Николаев В., К стратиграфии и тектонике Таласского Ала-тау, ИГГРУ, 49, № 8, 1930.
263. Николаев В., Очерк магматической геологии Памира и Дарваза, Геология СССР, XXIV.
264. Николаев Н. И., К вопросу о тектонике Саратовского и Самарского Заволжья, БМОИП, 2, 1933.
265. Николаев Н. Г., Маршрутные исследования в бассейне правых притоков Енисея, Изв. Западносибирского отделения геологического комитета, X, в. 1.

266. Николаев Н. Г., Геологические исследования в северо-западной части Северо-Енисейского округа, Изв. Сибирского отделения Геологического комитета, т. IV, вып. 4.
267. Никонов А., Очерк геологии и стратиграфии Тигерецко-Чинетинского района в Рудном Алтае, Тр. ГГРУ, 28, 1931.
268. Никитин С. Н., Общая геологическая карта Европейской России, лист 71, Кострома, Тр. ГК, II, № 1, 1885.
269. Никшич И. И., Копет-даг, Ташкент, 1924, изд. Туркводхоза.
270. Никшич И. И., От Кызыл-Арвата до станции Арчман, Ташкент, 1926.
271. Никшич И. И., От Багира до станции Артык, Ташкент, 1926.
272. Никшич И. И., Бассейн рр. Сумбара и Чандыра, Тр. ВГРО, 174, 1932.
273. Ноинский М. Э., Самарская Лука, Тр. Казанского общества естествоиспытателей, 45, вып. 4—6, 1913.
274. Ноинский М. Э., Краткий очерк истории изучения недр Татарской республики, Геология и полезные ископаемые Татарской республики, Казань, 1932.
275. Ноинский М. Э., Верхнепалеозойские отложения на правом берегу Волги между д. Галашиной и с. Катунки, ИВГРО, LI, 6, 1932.
276. Обручев В. А., Ворота в Китай, Изв. Русск. геогр. общ., т. 51, 1915.
277. Обручев В. А., Алтайские этюды, I, Заметки о следах древнего оледенения в Русском Алтае, II, О тектонике Русского Алтая, М., 1915.
278. Обручев В. А., Новые течения в тектонике, ИГК, 45, № 3, 1926.
279. Обручев В. А., Геологический обзор Сибири, ГИЗ, М., 1937.
280. Обручев В. А., К вопросу о тектонике Алтая, ГВ, № 4—5, 1927.
281. Обручев С. В., Очерк тектоники Северо-восточной Азии, Сборник в честь акад. В. А. Обручева, изд. АН, 1938.
282. Обручев В. А., Пограничная Джунгария, изд. АН, 1932.
283. Обручев В. А., Геологическое строение северных районов Сибири, Сборник «Геология и полезные ископаемые севера СССР», изд. Главсевморпути, 1935.
284. Обручев В. А., Геология Сибири, т. I, II и III, изд. АН, 1935—1938.
285. Обручев С. В., Итоги работ 1917—1924 гг. в Тунгусском угленосном бассейне, Бюл. МОИП, т. VII, Геология (1—2).
286. Обручев С. В., Тунгусский бассейн, Тр. ВГРО, вып. 164, 1932.
287. Обручев С. В., Материалы для тектоники северо-востока Азии, ПСГ, № 6, 1934.
288. Петрушевский Б. А., Сарысуйские купола, ИАН, серия геологическая, № 3, 1938.
289. Ог Е., Геология.
290. Огнев В., От Ала-дага до Сундзо, Гидрогеологические исследования в западной части Копет-дага в 1926 г., Тр. ВГРО, 247, 1933.
291. Одинцов М. и Скабичевский П., Структура юго-запада Сибирской платформы и юга Енисейского кряжа, ПСГ, № 7, 1937.
292. Ожиганов Д. Г., О возрасте Уральского хребта и вулканических циклов Южного Урала, Проблемы советской геологии, № 3, 1937.
293. Оппоков Е., Украинская тектоническая мульда и Полесский вал по современным сведениям, БМОИП, Геология 3, № 1—2, 1925.
294. Павлов А. П., Самарская Лука и Жигули, Тр. ГК, II, № 5, 1887.
295. Павлов А. П., Некоторые новые данные по тектонике притиманской части Печорского края, Ежегодник геологии и минералогии России, XI, вып. 1—3, 1909.
296. Павлинов В. Н. О стратиграфии и тектонике Сакмара-Карагайского района на Южном Урале, Тр. МГРИ, 1936.
297. Павловский Е. В., Новые данные по стратиграфии кембрия Прибайкалья, ДАН, XIV, № 6, 1937.
298. Павловский Е. В., Впадина озера Байкал, ИАН, 1937.
299. Павловский Е. В., Краткий очерк геологической истории Западного Прибайкалья, Сборник в честь В. А. Обручева, изд. АН, 1938.
300. Павловский Е. В. и Цветков А. И., Северо-западное Прибайкалье, Геолого-петрографический очерк Елохина мыса, Тр. СОПС, ГИН и ПЕТРИН АН, серия сибирская, вып. 22, 1936.
301. Паффенгольц К. Н. и Шабалкин М. И., Геологический очерк бассейнов ледника Федченко и р. Танымас, Таджикско-Памирская экспедиция 1934 г., изд. АН, 1935.

302. Пейве А. В., О границе северного и южного Тянь-шаня, ИАН, серия геологическая, № 3, 1937.
303. Пейве А. В., Схема тектоники западного Тянь-шаня, ИАН, серия геологическая, 1938.
304. Плешаков И. Б., Альпийская складчатость в Сахалино-Камчатской области, Советская геология, № 6, 1938.
305. Полканов А. А., Геолого-петрологический очерк северо-западной части Кольского полуострова, изд. АН, 1932—1935.
306. Полканов А. А., Гиперборейская формация полуострова Рыбачий и о. Кильдин (Кольский полуостров), ПСГ, № 6, 1934.
307. Полканов А., Геология, история металлогении и образования полезных ископаемых Кольского полуострова, Проблема Кольского полуострова, Георазведиздат, 1933.
308. Полканов А. А., Геологический очерк Кольского полуострова, Тр. Арктического института, LIII, 1936.
309. Полканов А. А., Краткий очерк дочетвертичной геологии Кольского полуострова, XVII Международный геологический конгресс, северная экскурсия. Кольский полуостров, 1937.
310. Попов В. С., Новые данные по тектонике северной окраины Донецкого бассейна, ПСГ, № 2, 1936.
311. Православлев П. А., К познанию геологического строения окрестностей Эльтонского озера, Тр. Варшавского общества естествоиспытателей, 1902.
312. Православлев П. А., К геологии окрестностей Баскунчакского озера, Тр. Варшавского общества естествоиспытателей, 1903.
313. Преображенский Н., О находке изверженной жильной породы в Бахмутской котловине, ВГК, № 2, 1925.
314. Радугин К. В., О салаирской складчатости, ДАН, № 9, 1938.
315. Радугин К. В., О соотношении кембрия и докембрия в Горной Шории, ПСГ, № 4, 1937.
316. Резниченко В., Район каневских дислокаций в среднем Приднепровье, Путеводитель II Конференции АИЧПЕ, 1932.
317. Резниченко В., В горах и кручах района Каневской дислокации, Путеводитель II Съезда геологов, Киев, 1926.
318. Резниченко В., Природа каневских дислокаций, изв. Укр. ГК, вып. 4, 1924.
319. Ренгартен В., Новые данные по тектонике Кавказа, ЗМО, 55, вып. 2, 1926.
320. Ренгартен В., Геологическое строение района Мургаб-Истык на восточном Памире, Тр. ТПЭ, XXII, 1935.
321. Ренгартен В. П., Тектоническая характеристика складчатых областей Кавказа, Тр. III Съезда геологов, вып. II, 1930.
322. Ржонсницкий А., Геологический очерк центральной части Саратовского уезда, Сельскохозяйственный вестник юго-востока, 1913—1914.
323. Ржонсницкий А. Г., Краткий отчет о геологических исследованиях в бассейнах Вилюя и Лены, Зап. Минералогического общества, LI, 1918.
324. Робинсон В., Геологический обзор области триаса и палеозоя бассейнов Лабы и Белой на Северном Кавказе, Тр. ВГРО, 226, 1932.
325. Родыгин Н., Геологический очерк Боково-Хрустальского антрацитового района Донецкого каменноугольного бассейна, МОПГ, 80, 1924.
326. Ткаченко Б. В., К геологии Анабарского докембрия и окружающего его нижнего палеозоя, БМОИП, Отд. геологический 4, 1934.
327. Розанов А. Н., Некоторые новые данные по геологии северной части Саратовской губернии, Ежегодник геологии и минералогии России, XII.
328. Розанов А. Н., Отчеты о геологических исследованиях в пределах 90-го листа 10-верстной карты, ИГК, 1) 34, 1915, 2) 37, 1918, 3) 38, 1919, 4) 3, 1920.
329. Руженцев В., Основы тектоники Урало-Эмбенского района, БМОИП, VIII, № 1—2, 1930.
330. Руженцев В., Тектонический очерк соленосного бассейна смежных частей Узбекистана и Туркменистана, БМОИП, IX, № 3—4, 1931.
331. Русаков М., К вопросу о наличии надвигов и сбросов в восточной части Киргизской степи, ИГГРУ, 49, 1930.
332. Рябинин А., Хребет Акча-тау в юго-восточной части Чингиза, Тр. ГК, 129, 1915.

333. Саваенко П. И., Некоторые данные по геологии Большого Донбасса, Материалы по геологии Большого Донбасса, Укргеолтрест, 1936.
334. Семихатов А., Геологическое строение водораздельного пространства рр. Медведицы и Иловли, Зап. геологического отделения ОЛЕАЭ, вып. 2, 1913.
335. Семихатов А., Тектоника Саратовского уезда, БМОИП, Геология IV № 1—2, 1926.
336. Семихатов А., Гора Малое Богдо (Джаман-тау), БМОИП, № 1—2, 1931.
337. Семихатов А., Страхов Н., Геологическое строение окрестностей Баскунчака, ИГК, 48, № 4, 1929.
338. Семихатова С., К тектонике Доно-Медведицкого поднятия, Тр. ГГРУ, 62, 1931.
339. Сибирцев И., Общая геологическая карта России, лист 72, Тр. ГК, XV, № 2, 1896.
340. Скороход В. З., Геологический очерк угленосного Буреинского бассейна, Тр. Дальневосточного геолтреста, вып. 63, 1935.
341. Слудский Ф., К вопросу о местной московской аттракции, изв. Русск. геогр. общ., 29, 1893.
342. Слудский Ф., Об исследовании местных аномалий силы тяжести и земного магнетизма, Изв. Русск. геогр. общ., 32, 1896.
343. Смирнов Л. и Успенская Н., Геологические и гидрогеологические исследования в районе нефтяных месторождений Итас-сай, Кур-сай и Кара-джар Уральской области, ИВГРО, 50, вып. 92, 1931.
344. Смирнов Л. П., Проблемы нефтеносности Таймыро-Ленского района, Тр. НГРИ, серия А, вып. 51, 1933.
345. Смолко Г., Баядаг, Монжуклы и Нефтедаг, Тр. ВГРО, 175, 1932.
346. Соболев Д., О гляциодислокациях, Тр. II Конференции АИЧПЕ, вып. 2, 1933.
347. Соболев Д., О четвертичном морфогенезе на Украине, Тр. II Конференции АИЧПЕ, вып. 2, 1933.
348. Соболев Д., Об алтайских экзодислокациях, ВГК, № 6, 1927.
349. Соболев Д. Н., Природа каневских дислокаций, БМОИП Геология, IV, № 3—4, 1926.
350. Соболев Д. Н., Эскиз плана и архитектоники кристаллического фундамента Скандо-России, БМОИП, Геология IV, № 3—4, 1926.
351. Соболев Д., Гранитный выступ на Полесском мосту, Изв. Укр. ГК, вып. 4, 1924.
352. Соболев В., Петрология траппов Сибирской платформы, Тр. Арктического института, XLIII, 1936.
353. Соколов В. и Лутугин Л., Горловский район Главного антиклинала Донецкого бассейна, Тр. ГК, 53, 1910.
354. Соколов Д. С., О верхнепалеозойской складчатости Восточного Забайкалья, БМОИП, Геология № 2, 1937.
355. Соколов Д., Геологические исследования в юго-восточной части 130-го листа геологической карты Европейской России, ИГК, 27, № 10, 1908.
356. Соколов Н. А., Заметка об острове Березани и дислокациях понтических отложений в области Сиваша и Перекопского залива, ИГК, 14, 1895.
357. Соседко Л., Основные результаты Кызыл-кумской геохимической экспедиции Академии наук СССР 1931 г., Тр. СОПС АН, серия каракалпакская, вып. 1, 1933.
358. Софроницкий П. А., К вопросу о южном продолжении Вятского вала, ПСГ, № 11, 1937.
359. Сперанский Ф. Ф. и Усов М. А., Окрестности Новосибирска, XVII Международный геологический конгресс, Сибирская экскурсия, Западная Сибирь, ОНТИ, 1937.
360. Старостина З. М., Геологическое строение северной окраины Патомского нагорья и прилежащей части Ленского пенеплена, БМОИП, Геология XIII, № 3, 1935.
361. Степанов П. И., Ротай А. П., Лихарев Б. К. и Малявкин А. А., Геологическое описание Донецкого каменноугольного бассейна, XVII Международный геологический конгресс, Южная экскурсия, Донецкий каменноугольный бассейн, 1937.

362. Степанов П., Большой Донбасс, Георазведиздат, 1932.
363. Страхов Н. М., Тектонические идеи Шухерта, БМОИП, № 1—2, 1931.
364. Страхов Н. М., Историческая геология, Учпедгиз, 1938.
365. Страхов Н. М., Закономерности орогенеза в освещении H. Stille, БМОИП, Геология X, 1932.
366. Строна А. А., Магнитные аномалии Западной области, ПСГ, № 9, 1935.
367. Судовиков Н. Г., Краткий обзор дочетвертичной геологии Карелии и другие статьи, XVII Международный геологический конгресс, Северная экскурсия, Карельская АССР, ОНТИ, 1937.
368. Танфильев Г., География России, Украины и примыкающих к ним с запада территорий, вып. 1 и 2, Одесса, 1922—1923.
369. Тебеньков В. П., Основные черты угленосности Тунгусского бассейна, Советская геология, № 6, 1938.
370. Тетяев М. М., К геологии Западного Прибайкалья, Материалы общей и прикладной геологии, 2, 1916.
371. Тетяев М. М., О некоторых основных вопросах геологии Сибири, БМОИП, Геология II, № 3, 1924.
372. Тетяев М. М., К тектонике Украины, Изв. Укр. ГК, № 9, 1926.
373. Тетяев М. М., К геологии и тектонике Забайкалья, ВГК, № 8—9, 1927.
374. Тетяев М. М., Принципы геотектонического районирования территории СССР, ПСГ, I, № 1, 1933.
375. Тетяев М. М., Проблема Дальневосточного края, изд. ГГУ, 1935.
376. Тетяев М. М., Основы геотектоники, ОНТИ, 1934.
377. Тетяев М. М., К вопросу о тектонике Северного Кавказа, ПСГ, т. V, № 10, 1935.
378. Тетяев М. М., Структура Восточного Забайкалья (рукопись), Архив ЦНИГРИ, 1935.
379. Тетяев М. М., Геотектоника СССР, ГОНТИ, 1938.
380. Тимофеев В. М., Геоморфология и полезные ископаемые Карелии. Полезные ископаемые Ленинградской области и Карельской АССР, Л., 1933.
381. Тимофеев В. М., Петрография Карелии, Петрография СССР, изд. АН, 1935.
382. Тихвинская Е. И., Основы тектоники Татреспублики, Ученые записки Казанского университета, т. 96, кн. 4—5, 1936.
383. Тихонович Н. Н., Уральский нефтеносный район. Койкара, Иманкара, Китиль-куль, Тр. ГК, 119, 1915.
384. Тихонович Н. Н., Уральский нефтеносный район, Естественные производительные силы России, т. 4, вып. 22, изд. КЕПС.
385. Тихонович Н. Н. и Миронов С. И., Уральский нефтеносный район, лист: Макат, Блаули, Чингильды, Тр. ГК, 105, 1914.
386. Толмачев И. П., Вести из Хатангской экспедиции (из письма И. П. Толмачева к Ф. И. Чернышеву). Изв. Русск. геогр. общ., т. XLII, вып. 2—3.
387. Толстихин Н., К геологии Архангельской и Вологодской губерний, БМОИП, II, № 3, 1924.
388. Урал и Приуралье, серия «Россия», т. 5, изд. Девриена, СПБ, 1914.
389. Труды Особой комиссии по исследованию Курских магнитных аномалий, вып. V и VII, Тр. Геологического отдела, М., 1924 и 1926.
390. Усов М. А., Итоги исследования геологии Западно-Сибирского края за первую пятилетку, Вестн. Зап. Сиб. ГРТ, вып. 2—3, 1933.
391. Усов М. А., Элементы тектоники Кузнецкого каменноугольного бассейна, Сборник «Кузнецкий бассейн», Библиотека ГЖ, № 2, 1924.
392. Усов М. А., Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края, изд. Зап.-Сиб. геологического треста, Томск, 1936.
393. Усов М. А., Тектоника Кузбасса, ПСГ, V, № 2, 1935.
394. Успенская Н., К тектонике третичных предгорий Дагестана, ИГГРУ, 50, № 6, 1931.
395. Успенская Н., К проблеме изучения палеогеновых отложений Северо-восточного Кавказа, ПСГ, № 3, 1933.
396. Ферсман А. Е., Геохимические проблемы СССР, изд. СОПС АН, 1931

397. Фришенфельд Г. Э., Геология и полезные ископаемые Северо-западного и Вилюйского районов, Якутская АССР, вып. 2, изд. АН, 1933.
398. Фришенфельд Г. Э., О геологическом строении Ленско-Вилюйского водораздела и генезисе Кемпендяйских месторождений каменной соли, БМОИП, № 3—4, 1930.
399. Хабаков А. В., Пермские отложения западного склона Южного Урала (см. геологическую карту Урала) [90].
400. Хабаков А. В., Следы каледонского диастрофизма в южной части Южного Урала, Зап. минералогического общества, 44, 1935.
401. Хераскова Н. П., Схема тектоники Верхоянской складчатой зоны, ПСГ, № 4, 1935.
402. Хераскова Н. П., Тектонический очерк юго-западного окончания Гиссарского хребта и некоторых прилежащих к нему районов, БМОИП, № 3—4, 1932.
403. Хераскова Н. П. и Колосова Д. М., Геология и геоморфология Западного Верхоянья, Тр. института минерального сырья, вып. 116, 1938.
404. Хименкова В., Геологические исследования в северо-западной и северной частях 43-го листа 10-верстной карты Европейской России, ИГК, 32, 1913.
405. Худяева И., Отчет о геологических и гидрогеологических исследованиях в районе Сереговского солеваренного завода летом 1928 г., Тр. ГГРУ, 31, 1931.
406. Чекановский А. Л., Дневник экспедиции А. Л. Чекановского по рекам Нижней Тунгуске, Оленеку и Лене в 1873—1875 гг., Зап. Русск. геогр. общ. по общей географии, т. XX, № 1, 1896.
407. Чернова А. А., Палеозой западного склона Северного Урала (см. геологическую карту Урала) [90].
408. Чернова А. А., Стратиграфия и тектоника угленосного района р. Адзывы в Печорском крае по исследованиям 1929 г., ИВГРО, 51, вып. 70, 1932.
409. Чернышева Ф. Н., Тиманские работы, произведенные в 1889 г., ИГК, 9, 1890.
410. Чернышева Ф. Н., Тиманские работы, произведенные в 1890 г., ИГК, 10, 1891.
411. Чернышева Ф. Н., Орографический очерк Тимана, Тр. ГК, XII, № 1, 1915.
412. Чернышева Б., 1) Детальная геологическая карта Донецкого каменноугольного бассейна. Описание планшета VII—21; 2) То же. Описание планшета VIII—21, изд. ВГРО, 1932.
413. Чернышева Ф. Н., Историческая геология. Каменноугольная и Пермская системы, Литографированное издание лекций, Петроград, 1915.
414. Чернышева Ф. Н., Историческая геология. Девон, Гостехиздат, 1925.
415. Черский И. Д., К геологии внутренней Азии, Тр. СПБ общества естествоиспытателей, XIII, вып. 2, 1886.
416. Чирвинский В., О некоторых эффузивных породах Волыни из пределов б. Новоградволынского и Житомирского уездов и о зоне разлома в северо-западной части Украинской кристаллической полосы, Вісн. Укр. ГК, вып. 11, 1928.
417. Чихачев П., Тектоническое описание юго-западного Таджикистана, Геология СССР, XXIV.
418. Чихачев П., Предварительный отчет о работах 1929 г. в Сталинабадском районе (Таджикистан), ИГГРУ, 50, вып. 35, 1931.
419. Чуенко П., К тектонике юго-западных отрогов Гиссарского хребта, ИГГРУ, 50, 1932.
420. Чуенко П. П., Юго-западные отроги Гиссарского хребта, Геология Узбекской ССР, т. II, 1937.
421. Чурин П., Южный склон русского Тарбагатая от р. Кара-Кетата до р. Урджара, ИГК, 35, 1916 (405—436).
422. Шатский Н. С., Балыклейский грабен и дизъюнктивные дислокации Южного Поволжья, Вестник МГА, 1, № 1, 1922.
423. Шатский Н. С., Геологическое строение восточной части Черных гор и нефтяные месторождения Миатлы и Дылыма (Северный Дагестан), Тр. ГИНИ, № 4, НТУ ВСНХ, № 283, 1929.

424. Шатский Н. С., Основные черты тектоники Сибирской платформы, БМОИП, Геология X, № 3—4, 1932.
425. Шатский Н. С., О тектонике Арктики, Сборник «Геология и полезные ископаемые севера СССР», изд. Главсевморпути, 1935.
426. Шатский Н. С., О тектонике Восточноевропейской платформы, БМОИП, № 1, 1937.
427. Шатский Н. С., О неокатастрофизме, ПСГ, VII, № 8, 1937.
428. Шатский Н. С., Происхождение Донецкого бассейна, БМОИП, 4, 1937.
429. Шатский Н. С., О тектонике Центрального Казахстана, ИАН, 1938.
430. Швецов М., Геологическое строение хребтов, примыкающих к Гиссарской долине между Каратагом и Дюшамбе (Таджикистан), БМОИП, Геология № 3—4, 1927.
431. Швецов М. С., Новая схема строения пермских отложений юга б. Нижегородской губернии, БМОИП, № 1—2, 1931.
432. Щербаков А. В., Два геологических пересечения полуострова Камчатки, изд. АН, 1938.
433. Шибинский П., Исследования в области Вятских увалов. Отчет о деятельности НГРИ за 1931 г., ОНТИ, 1933.
434. Шлыгин Е. Д., Предварительный отчет о геологических исследованиях, произведенных в 1927 г. в среднем Тимане, ИГГРУ, 49, № 4, 1930.
435. Шлыгин Е. Д., Тектоническое строение северной части северо-восточного Казахстана (Кокчетавский и Атбасарский районы), ПСГ, т V, № 2, 1935.
436. Шлыгин Е. Д., Киммерийская складчатость в северном Казахстане, ПСГ, т. 1, № 2, 1934.
437. Щукин И., Очерки геоморфологии Кавказа, Тр. Научно-исследовательского института географии, М., 1926.
438. Эдельштейн Я. С., От Свердловска до Новосибирска, XVII Международный геологический конгресс, Сибирская экскурсия, Западная Сибирь, ОНТИ, 1937.
439. Эдельштейн Я. С., Общие сведения о геологическом строении южной части Красноярского края, XVII Международный геологический конгресс, Сибирская экскурсия, Красноярский край, ОНТИ, 1937.
440. Эдельштейн Я. С., Геологический очерк Минусинской котловины и прилегающих частей Кузнецкого Ала-тау и Восточного Саяна, Очерки по геологии Сибири, изд. АН, 1932.
441. Эпштейн С., Геологические исследования в Челябинско-Троицком районе восточного склона Урала, Тр. ВГРО, 187, 1932.
442. Юдин Г., О геологическом строении Центрального Памира, ИВГРО, 51, вып. 41, 1932.
443. Юдичев М. М., Стратиграфия и тектоника допалеозойских и палеозойских формаций в Джунгарском Ала-тау, ПСГ, № 11, 1936.
444. Юдичев М. М., Джунгарский Ала-тау, рукопись.
445. Яворский В. И., Кузнецкий каменноугольный бассейн, XVII Международный геологический конгресс, Сибирская экскурсия, Западная Сибирь, ОНТИ, 1937.
446. Яворский В., Геологический очерк северо-восточной части Донецкого бассейна, МОПГ, 117, 1925.
447. Яворский В. и Бутов П., Кузнецкий каменноугольный бассейн, Тр. ГК, 177, 1927.
448. Яговкин И., Геологические наблюдения по р. Ишиму в Кокчетавском районе Акмолинской области в 1923 г., МОПГ, вып. 94, 1929.
449. Яковлев Н., Палеозой Изюмского уезда Харьковской губернии, Тр. ГК, 42, 1908.
450. Яковлев Н. Н., Геологические исследования в южном Тимане в 1894 и 1909 гг., ИГК, 29, 1910.
451. Янишевский М. Э., Предварительный отчет о геологических исследованиях в восточной части Калбинского хребта в 1913 г., ИГК, 33, 1914.
452. Янишевский М. Э., Глинистые сланцы, выступающие около г. Томска, их фауна и геологический возраст, Тр. ГК, 107, 1915.
453. Яншин А. Л., Тектоника Каргалинских гор, БМОИП, № 2, 1932.
454. Яншин А. Л. и Фокин А. Г., Геологическое строение бассейна среднего течения р. Илека, Агрономические руды СССР, Тр. НИУ, вып. 116, 1934.

455. Afrika-Heft, Geologische Rundschau, Bd. 38, H. 3/4, 1937.
456. Argand E., Carte tectonique de l'Eurasie. 1 : 25 000 000, Bruxelles, 1928.
457. Argand E., La tectonique de l'Asie, Congrès géolog. intern., XIII session, Belgique, 1922.
458. Arldt Th., Handbuch der Palaeogeographie, Leipzig, 1922.
459. Backlund H., Über ein Gneismassiv im nördlichen Sibirien, Тр. Геологического музея АН, т. I, вып. 5, 1907.
460. Berkey Ch. and Morris F., Geology of Mongolia, Natural History of Central Asia, II, New York, 1927.
461. Beyschlag F., Geologische Karte der Erde. 1 : 15 000 000, Berlin, 1929.
462. Beyschlag F. und Schriel W., Kleine geologische Karte von Europa in 1 : 10 000 000, Berlin, 1926.
463. Blackwelder E., United States of North America, Handbuch der regionalen Geologie, VIII, 2.
464. Blondel F., La géologie et les mines des Vieilles platformes, Paris, 1936.
465. Böggild C. B., Grönland, Handbuch der regionalen Geologie, 1917.
466. Born A., Der geologische Aufbau der Erde, Handbuch der Geophysik, Berlin, 1932.
467. Born A., Zur Kenntnis des Orogens der Taimyr-Halbinsel, Geologische Rundschau, Nr. 3, 1933.
468. Born A., Ueber Werden und Zerfall von Kontinentalschollen, Forschrifte der Geologie und Palaeontologie, Berlin, 1933.
469. von Bubnoff S., Die Gliederung der Erdrinde, Berlin, 1923.
470. von Bubnoff S., Grundprobleme der Geologie, Berlin, 1931.
471. von Bubnoff S., Geologie von Europa, Bd. I, 1926, Bd. II, Teil 1, 1930, Bd. II. Teil 2, Geologie der Erde, 1930.
472. Bucher W. H., The deformation of the earth's crust, Princeton, 1933.
473. de Chardin T. P., Notes on Continental Geology, Bull. Soc. Geol. China, v. XVI, 1936—1937.
474. de Chardin T. and Licent F., On the geology of the borders of the Ordos, Bull. Soc. Geol. China, 3, 1924.
475. Chi, Y., Hsy T. and Sheng S., Notes on the Stratigraphy of the Chinglung Limestone of the Lower Yangtze Valley, Bull. Soc. Geol. China, XVI, 1936—1937.
476. Chu S., Note on a phase of the hercynian movement in southern Anhuei, Bull. Soc. Geol. China, XI, 1931.
477. Chubb L. I., The structure of the Pacific basin. Geological magazine, 71, 1934.
478. Čurakov A., Traces of Proterozoic glaciation in Southern part of Central Siberia, Bull. Geol. Soc. of America, v. 43, 1932.
479. Dana D., On some results of the earth's contraction from cooling, including a discussion of the origin of mountains and the nature of the earth's interior, Amer. Journ. Scienc., v. 5, v. 6, 1873.
480. David W., Explanatory notes to accompany a new geological map of the Common wealth of Australia, Sydney, 1932.
481. Eskola P., On the Rocks of the Upper Bargousin and Namana regions in Transbaikalia, C. R. de la Soc. Géol. de Finlande, No. 92, 1930.
482. Fourmarier P., Principes de géologie, Paris, 1933.
483. Frebold H., Geologie von Spitzbergen, der Bäreninsel, des König Karl- und Franz-Joseph-Landes, Berlin, 1935.
484. Fromaget Y., Observations et réflexions sur la géologie stratigraphique et structurale de l'Indochine, Bull. Soc. Géol., France, 5 sér., v. IV, 1934.
485. Gagel, Die mittelatlantischen Vulkaninseln, Handb. d. regional. Geologie, VII, 10, 1910.
486. Gerth H., Geologie Südamerikas, Berlin, Teil I, 1932, Teil II, 1935.
487. Grabau A., Migration of geosynclines, Bull. Geol. Soc. China, III, No. 3—4, 1924.
488. Grabau A., Stratigraphy of China, Part I, 1923—1924, Part II, Peking, 1928.
489. Gregory J., The geological history of the Pacific ocean, Quart. Journ. Geol. Society of London, LXXXVI, 1930.

490. Hall J., Contributions to the geological history of the American continent, Proceed. Americ. Assoc. Adv. Sci., v. 31, 1883.
491. Hogböm A., Fennoskandia, Handbuch der regionalen Geologie, IV, 3.
492. Holtedal O., On the rock formations of Nowaya Zemlya, Rep. of the Scient. Results of Norweg. Exp. to Now. Zeml., 1921, Kristiania, 1924.
493. Haug E., Les géosynclinaux et les aires continentales, Bull. Soc. Géologique France, sér. 3, XXVIII, 1900.
494. Haug E., Traité de Geologie. II Les périodes géologiques, Paris.
495. Hennig E., Afrika, Regionale Geologie der Erde, Leipzig, 1938.
496. Howchin W., The geology of South Australia, Adelaide, 1929.
497. Hsieh C., An Outline of Geological Structure of Western Hills of Peiping, Bull. Soc. Geol. China, XVI, 1936—1937.
498. Hsieh C., On the Late Mesozoic—Early Tertiary Orogenesis and Volcanism and their Relation to the Formation of Metallic Deposits in China, Bull. Geol. Soc. China, v. 15, No. 1, 1936.
499. Hsieh C., Note on the Geomorphology of the North Shensi Basin, Bull. Soc. Geol. China, 12, 1933.
500. Huang T. and Hsu K., Mesozoic Orogenic Movements in the Pinghsiong Coalfield, Kiangsi, Bull. Geol. Soc. China, v. XVI, 1936—1937.
501. Ientsch A., Ueber die südliche Fortsetzung des finnischen Schilds, L. d. D. G. G., LXVI. Monatsber. № 8/11, 1914.
502. Young G., Geology and Economic Minerals of Canada, Ottawa, Geol. Surv., 1926.
503. King P., An Outline of the Structural Geology of the United States. Guide, Intern. Geol. Congress, 1933.
504. Klebelsberg R., Beiträge zur Geologie Westturkestans, 1922.
505. Kober L., Der Bau der Erde, Berlin, 1921.
506. Kober L., Das alpine Europa, Berlin, 1931.
507. Koch L., Geologie von Grönland, Berlin, 1935.
508. Kossmat Fr., Paleogeographie und Tektonik, Berlin, 1936.
509. Krenkel E., Geologie Afrikas, I, II, III, Berlin, 1925, 1928, 1934.
510. Kuzniar C., Les Ouralides de l'Europe septentrionale et centrale, Bull. Soc. Géol. de Pologne, I, 1922.
511. De Launay, La science géologique, Paris, 1913.
512. Lee I. S., Variskian or Hercinian movement in southeastern China, Bull. Soc. Geol. China, v. XI, 1931.
513. Leuchs K., Zentralasien, Handbuch der Regionalen Geologie, 5, 7, 1916.
514. Leuchs K., Grundzüge der Entwicklungsgeschichte des Tianschan-Systems, Тр. III Съезда геологов, 1930.
515. Leuchs K., Der Block von Ust-Urt, Geologische Rundschau, H. 4, 1935.
516. Leuchs K., Geologie von Asien. Geologie der Erde, Berlin, 1935.
517. Machatschek F., Landeskunde von Russischen Turkestan, 1921.
518. Marshall P., Oceania, Handb. d. region. Geologie, H. 9.
519. Meng H., Chern K. and Ho T., Geology of the Kochin Tin-Field, Bull. Soc. Geol. China, XVI, 1936—1937.
520. Miller W., An introduction to historical geology with special reference to North America, New York, 1937.
521. Norin E., Geology of western Qurug-tag Eastern Tien-Shan. Reports from the scientific expedition to the north-western provinces of China, III, Geology, Stockholm, 1937.
522. Norin E., A tentative correlation of the Paleozoic sedimentary formations of the Eastern Tien-Shan, Geografiska Anneler, 17, 1935.
523. Noth L., Geologische Untersuchung im nordwestlichen Pamir-Gebiet und mittleren Transalai, Реферат H. Stille, Geol. Rundschau, XXIV, 1933.
524. Obrutschew W., Geologie von Sibirien, Berlin, 1926.
525. Picard L., On the structure of the Arabian Peninsula, The geolog. Department Hebrew University, Jerusalem. Bull., № 3, 1937.
526. Reed F. R. C., The geology of the British empire, London, 1921.
527. Renngarten W., Die tektonische Charakteristik der Faltungsgebiete des Kaukasus, Geologische Rundschau, XX, H. 6, 1929.
528. Renngarten V., Les nouvelles données sur la tectonique du Caucase, Comptes-Rendus, XIV Congr. Géolog. Intern., 1926, Madrid, 1929.
529. Sapper K., Mittelamerika, Handbuch der regionalen Geologie, Bd. VIII, Abt. 4a, Heidelberg, 1937.

530. Schuchert Ch., Geology of the Antillean-Caribbian region, New Haven, 1935.
531. Schuchert Ch., Paleogeography of North America, Bull. geolog. Society of America, 20, 1910.
532. Schuchert C., Sites and nature of the North-American geosynclines, Bull. Geol. Soc. America, 34, 1923.
533. Schwinner R., Die Konsequenz in der tektonischen Entwicklung, erläutert am Gebirgsbau Europas. Intern. geolog. congress, XVI session, 1933, Washington.
534. Schwinner B., Die germanische Nord-Süd-Senke, Geologische Rundschau, XXV, № 1, 1934.
535—536. Sieberg A., Geologische Einführung in die Geophysik, Jena, 1927.
537. Staub R., Der Bewegungsmechanismus der Erde, Berlin, 1928.
538. Stille H., Grundfragen der vergleichenden Tektonik, Berlin, 1924.
539. Stille H., Der Stammbaum der Gebirge und Vorländer. Congrès géologique international, XIV session, Espagne, 1926.
540. Stille H., Tektonische Formen in Mitteleuropa und Mittelasien, Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Gesellsch., 81, 1928.
541. Stille H., Über europäisch-zentralasiatische Gebirgszusammenhänge, Nachrichten d. Gesellsch. d. Wissenschaften zu Göttingen, 1928.
542. Stille H., Über Einseitigkeiten in der germanotypen Tektonik Nordspaniens und Deutschlands, Nachricht. Gesellsch. d. Wissensch., Göttingen, 1930.
543. Stille H., Werden und Vergehen der Festländer. Forschungen und Vorschritte, Berlin, № 13, 1934.
544. Stille H., Formenfolgen der Tektonik in Mitteleuropa und Zentralasien. Тр. III Съезда геологов, вып. 1, 1930.
545. Stille H., Tektonische Beziehungen zwischen Nordamerika und Europa, Internat. Geolog. Congress, Report of the XVI session, Washington, 1936.
546. Stille H. und Lotze Fr., Zur Frage der Überschiebungserscheinungen im Leinethal, Nachrichten Gesellsch. der Wissensch. zu Göttingen, 1931.
547. Suess E., Das Antlitz der Erde, Wien, 1901—1909.
548. T'an H., A summary of the Geological History of Szechuan and Sikang, Bull. Soc. Geol. China, XVI, 1936—1937.
549. de Terra H., Himalayan and Alpine orogenies. Intern. Geolqg. Congress, XVI session, v. 2, Washington, 1936.
550. de Terra H., Geologische Forschungen im westlichen K'un-lun und Karakorum-Himalaya, Berlin, 1932.
551. Tetiaeff M., Les grandes lignes de la géologie et de la tectonique des terrains primaires de la Russie d'Europe, Ann. Soc. Géol. de Belgique, 39, 1912.
552. Tikhonovitch N., Exposé de la tectonique du sud-est de la Russie d' Europe, Soc. Géol. de Belgique, t. XLVII, 1924.
553. Ting V., The orogenic movements in China, Bull. Geol. Soc. China, VIII, № 2, 1929.
554. Wadia D., Geology of India, London, 1926.
555. Willis B., Palaeogeographic maps of North America, Journ. of Geology, XVII, 1909.
556. Wilser I., Die geotektonische Stellung des Kaukasus und dessen Beziehungen zu Europa, Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Gesellschaft, Bd. 80, 1928.
557. Wilser I., Die stratigraphische und tektonische Stellung der Dobrudscha und die Zugechörigkeit des Balkangebirges zu den nordanatolischen Ketten, Geologische Rundschau, XIX, 3, 1928.
558. Wilser I., Der südrussische Tafelrand in Vorder- und Mittelasien, N. J. Beil., Bd. 61, Abt. 13, 1928.
559. Wong W., Crustal movements in Eastern China, Proc. Third Pan-Pacific Science Congress, v. I.
560. Wong W., Crustal Movements and Igneous Activities in Eastern China since Mesozoic Time, Bull. Geol. Soc. China, v. 6, № 1, 1927.
561. Wong W., The Mesozoic orogenic movement in Eastern China, Bull. Soc. Geol. China, VII, № 1, 1929.
562. Zur germanotypen Tektonik. Geotektonische Studien, herausg. von H. Stille und Fr. Lotze, H. I, Berlin, 1937.
563. Шумилин С., О тектонике Эмбенского района, БМОИП, XI, № 1, 1933.

564. Урванцев Н., Таймырская геологическая экспедиция 1929 г., Тр. ГГРУ, вып. 65, 1931.
565. Урванцев Н., Северная Земля, изд. Арктического института, Л., 1933.
566. Урванцев Н., К геологии Енисейско-Ленской области, Проблемы Арктики. № 3, 1937.
567. Becker H., Variszisches und Saxonisches Westeuropa. Regionale Geologie der Erde, Bd. 2, Palaeozoische Tafeln und Gebirge, Abschn. III, Leipzig, 1938.
568. Bailey E. and Holtedal O., Northwestern Europe. Caledonides. Regionale Geologie der Erde, Bd. 2, Palaeozoische Tafeln und Gebirge, Abschn. II.
569. Мирлин Г., О так называемом «ближе не определенном палеозое» восточного склона Урала, ИАН, Серия геологическая, № 3, 1937.
570. Яншин А., О распространении триасовых отложений на Урале и возрасте уральских надвигов, ИАН, серия геологическая, № 4, 1936.
571. Горский И., Угленосные отложения каменноугольной системы на Урале (Геологическая карта Урала) [90].
572. Архангельский А., Геологические исследования в низовьях Аму-дарьи, Тр. ГГРУ, вып. 12.
573. Соболев Д., О возможности нахождения нефти на Украине, Природа, № 9, 1936.
574. Даниловский И., Геологическое строение бассейна р. Ловати в пределах 27-го листа 10-верстной карты, Тр. ВГРО, 125, 1931.
575. Православлев П., Материалы к познанию нижневолжских каспийских отложений, ч. 1, Астраханское Заволжье, Тр. Варшавского общества естествоиспытателей, 1908.
576. Шатский Н., К вопросу о происхождении роменских гипсов и пород Исачковского холма на Украине, Вестн. МГА, т. 1, № 1, 1922.
577. Bubnoff S., Neue Angaben über den Scythischen (Polessje) Wall. Geologische Rundschau, 1935.
578. Ларионова Е. и Софроницкий П., Геологический разрез палеозоя Полазненско-Краснокамской антиклинали и Вятского вала, Советская геология, № 3, 1939.
579. Архангельский А., Главнейшие результаты работ экспедиции по равнине Европейской части СССР. Вестник Академии наук СССР, № 3 1940.
580. Архангельский А., О строении Русской платформы, БМОИП 1940.
581. Швецов М., История Московского каменноугольного бассейна в динантскую эпоху, Тр. МГРИ, 1939.
582. Шатский Н., Тезисы доклада в Геологическом институте Академии наук, Советская геология, № 8, 1939.

СОДЕРЖАНИЕ

От издательства 3
Предисловие к третьему изданию 5
Предисловие к первому изданию (1932) 10

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

ТЕРРИТОРИЯ СССР И ЕВРАЗИЯ В ЦЕЛОМ

Введение 13
Основные геолого-географические подразделения СССР 13
Краткий очерк основных воззрений на геологическое строение СССР 17
Основные структурные элементы земной коры 41

Глава I. **Области докембрийской и древнепалеозойской складчатости** . . 50

Восточноевропейская или Русская докембрийская платформа (плита) . . 51
Границы платформы 51
Выступы докембрийского фундамента 54
Балтийский или Фенно-Скандинавский кристаллический щит 54
Азово-Подольский или Украинский кристаллический массив . 54
Воронежский массив 55
Девонский подземный вал Полесья 56
Впадины докембрийского фундамента 60
Восточнорусская впадина 60
Подмосковная котловина 62
Прикаспийская впадина 63
Днепровско-Донецкая впадина 63
Причерноморская впадина 65
Тектоника складчатого фундамента Русской платформы 65
Дислокации осадочного покрова в пределах выступов докембрийского фундамента 73
Балтийский щит и его склоны 73
Азовско-Подольский массив 78
Дислокации осадочного покрова в пределах впадин докембрийского фундамента 80
Восточнорусская впадина 80
Окско-Цнинский вал 80
Керенско-Чембарские поднятия 81
Сурско-Мокшинские поднятия 82
Рязанско-Костромской прогиб 82
Ульяновско-Саратовский прогиб 82
Вятские поднятия 84
Сысольско-Вычегодский вал 85
Дислокации Самарской луки и Среднего Заволжья . . . 85
Дислокации Саратовского района 88
Доно-Медведицкие поднятия 89
Общий Сырт 90
Прикаспийская впадина 93
Эмбенский нефтеносный район 94
Днепровско-Донецкая впадина 96
Некоторые общие замечания относительно структуры и истории развития Восточноевропейской докембрийской платформы . . 97
Сибирская платформа 105

Границы платформы 105
Анабарский докембрийский щит 107
Хатангская впадина 107
Ленская впадина 108
Тунгусская впадина или бассейн 108
Алданский и Олекмо-Витимский докембрийский массив 111
Каледонская складчатая область Прибайкалья, Восточного Саяна и Ленско-Енисейской полосы древнего палеозоя 115
Прибайкальская складчатая область 115
Восточный Саян 117
Ленско-Енисейское кембро-силурийское поле 119
Вилюйская впадина 122
Гипотетическая платформа островов Делонга 123
Аравийский и Индостанский докембрийский щиты и другие древние массивы Азии 123
Аравия 124
Индостанский щит 124
Таримский докембрийский массив 125
Массив Ордоса 125
Северокитайский докембрийский щит 126
Южнокитайский древний платформенный массив 126
Индокитайский массив 126
Докембрийский массив северо-западной Шотландии (Эриа) 126
Каледонские складчатые сооружения северо-запада Европы и арктических островов 128
Норвежский участок каледонид 128
Каледониды Британских островов 130
Каледониды Медвежьего острова и Шпицбергена 132
Дислокация о. Кильдина, полуострова Рыбачьего и полуострова Канина 134

Глава II. **Основные черты строения области верхнепалеозойской складчатости** 136
Урало-Сибирская плита и Тянь-шань 136
Урал 139
Общий обзор 139
Тектоника Новой Земли 142
Тектоника Пай-хоя 143
Тектоника Урала 143
Тиман 156
Области между Уралом и Тянь-шанем. Вопрос о связи Урала с другими складчатыми сооружениями 160
Тянь-шань 165
Джунгарский Ала-тау и Чу-Илийские горы 178
Палеозойский массив Центрального Казахстана 180
Алтай 190
Салаиро-Саянская область (Салаир, Колыванский массив, Кузнецкий бассейн, Кузнецкий Ала-тау, Минусинский бассейн, Западный Саян и западная окраина Восточного Саяна) 193
Общий обзор 193
Кузнецкая котловина или бассейн 195
Таймыр и Северная Земля 198
Приенисейская складчатая полоса 200
Западносибирская низменность 202
Донецкий бассейн 205
Гипотетические герцинские сооружения северного Крыма 213
О некоторых общих закономерностях в строении герцинской складчатой области СССР 213
Герцинские складчатые сооружения Монголии, Китая и Манчжурии 214
Герцинские складчатые сооружения Средней и Западной Европы . 219

Глава III. **Основные черты строения области мезозойской складчатости**
Мангышлакские горы и Туар-кыр 223
Крымские (Таврические) горы и дислокации степного Крыма 226

Мезозойские складчатые сооружения Восточной Сибири и Дальнего Востока . . . 231
Верхоянско-Колымская и Чукотская складчатые области . . . 232
Восточное Забайкалье, бассейн рр. Амура, Уды и Амгуни и система хребта Сихотэ-алинь . . . 235
Зарубежная часть восточной Азии . . . 241

Глава IV. **Основные черты строения области третичной складчатости**

Кавказ . . . 244
Памиро-Алайская система . . . 256
Копет-даг, Большой и Малый Балхан . . . 262
Камчатско-Коряцкая складчатая область и Сахалин . . . 263
Третичные складчатые сооружения зарубежных частей Евразии . . . 266
Альпийская система Западной Европы . . . 267
Малая Азия и Иран . . . 271
Каракорум, Гималаи и Индокитай . . . 273
Острова восточной Азии . . . 276
Дислокации мезозойского и кайнозойского возрастов во внеальпийской части Западной Европы . . . 276

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

АФРИКА, АВСТРАЛИЯ, АМЕРИКА, АНТАРКТИКА И ОКЕАНЫ

Введение . . . 280

Глава I. **Африка** . . . 281

Докембрийская Африканская платформа . . . 281
Палеозойские складчатые сооружения . . . 282
Мезозойские складчатые сооружения . . . 283
Третичные складчатые сооружения . . . 283
Система расколов восточной Африки . . . 284

Глава II. **Индийский океан** . . . 286

Глава III. **Австралия и острова Меланезии и Микронезии** . . . 289

Глава IV. **Северная Америка** . . . 293

Канадский щит и его склоны . . . 293
Палеозойские складчатые сооружения . . . 297
Каледониды Гренландии . . . 297
Система Аппалачей . . . 298
Система Уачита—Вичита — Марафонские горы . . . 300
Прибрежные равнины Мексиканского залива . . . 301
Мезозойские и кайнозойские складчатые сооружения системы Североамериканских Кордильер . . . 302
Восточная зона или зона ларамийской складчатости . . . 303
Средняя зона киммерийской (невадийской) складчатости . . . 306
Западная зона третичной складчатости . . . 307

Глава V. **Центральная Америка** . . . 309

Глава VI. **Южная Америка и Антарктический континент** . . . 316

Южная Америка . . . 316
Антарктика . . . 320

Глава VII. **Тихий океан** . . . 322

Глава VIII. **Атлантический и Северный Ледовитый океаны** . . . 331

Атлантический океан . . . 331
Северный Ледовитый океан . . . 335

ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВЫВОДЫ . . . 337
Условные сокращения к библиографии . . . 354
Библиография . . . 355

БИБЛИОТЕКА
Геологического Ин-та

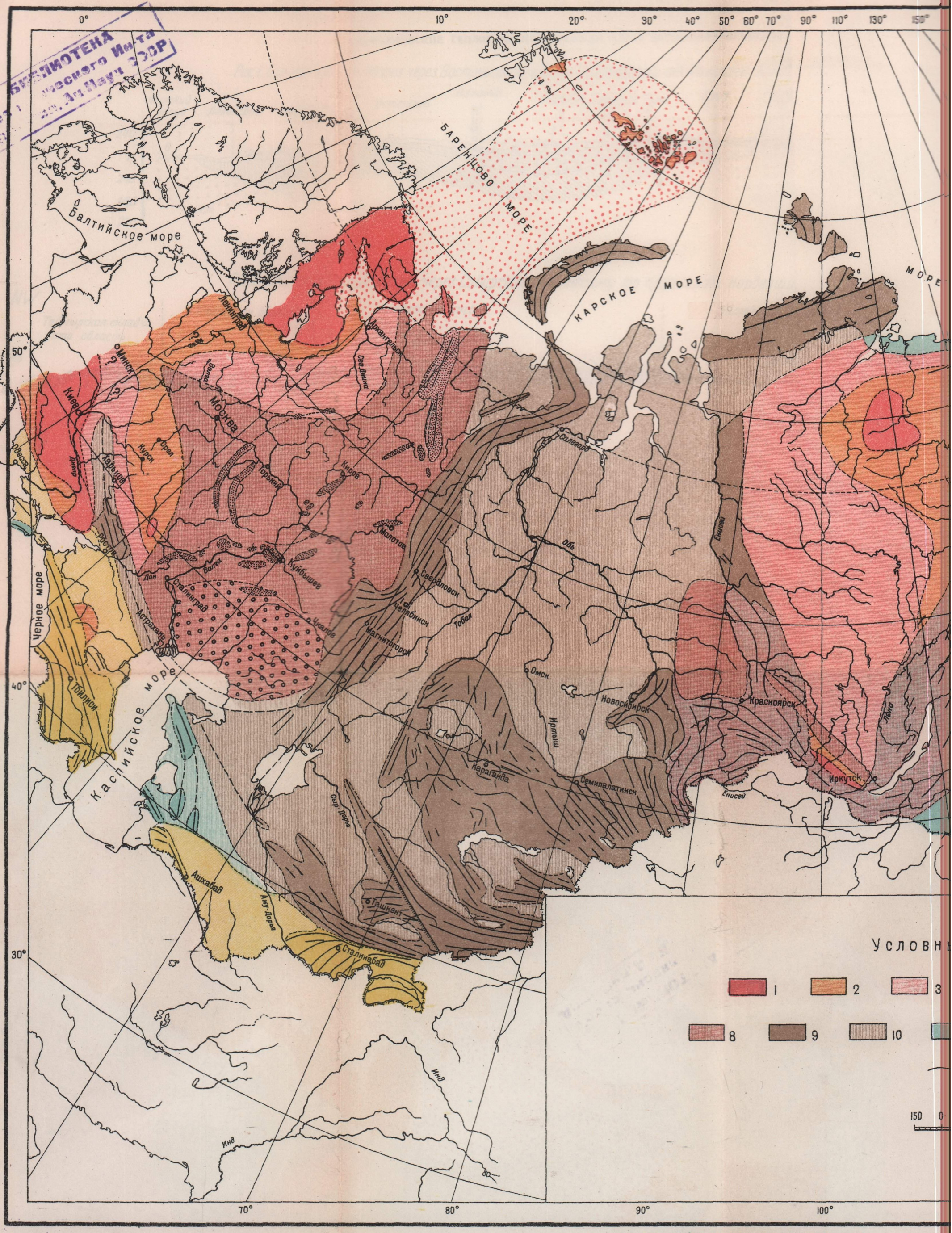
ОПЕЧАТКИ

Стр.	Строка	Напечатано	Следует читать	По вине
118	15 снизу	matuland	maturland	Тип.
345	21 сверху	Аппалачей	Аппалачией	Ред.

Архангельский А. Д.

2408

СХЕМА ТЕКТОНИКИ СССР



БИБЛИОТЕКА Геологического Ин-та Ар. им. Ак. Наук СССР

Архангельский, А. Д.

ОБЛАСТИ ДОКЕМБРИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ:

1—районы, в которых складчатые докембрийские породы выходят на поверхность или покрыты очень тонким плащом позднейших осадочных пород; *2*—районы с относительно не
3—районы с глубоким залеганием складчатого фундамента; *4*—участки Восточноевропейской платформы, погрузившиеся под уровень моря; *5*—валы и купола на Восточно
куполов в юго-восточной части той же платформы.

ОБЛАСТИ ДРЕВНЕПАЛОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ:

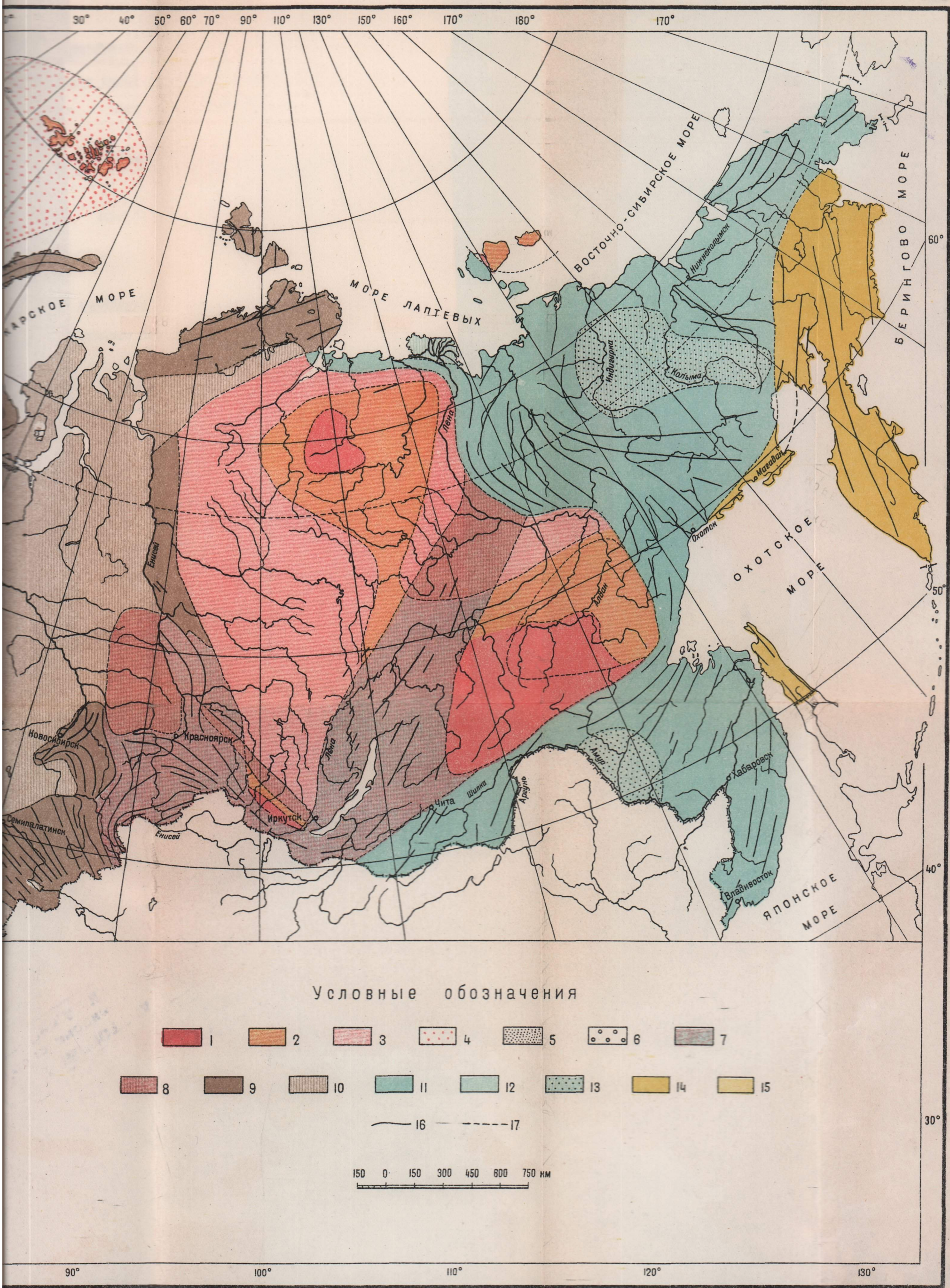
7—районы с поверхностным залеганием складчатого фундамента; *8*—районы с глубоким залеганием его.

ОБЛАСТИ ВЕРХНЕПАЛОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ:

9—районы с поверхностным залеганием складчатого фундамента; *10*—районы с глубоким залеганием его.

ОБЛАСТИ МЕЗОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ:

11—районы, с поверхностным залеганием складчатого фундамента; *12*—районы с глубоким его залеганием; *13*—срединные массивы в области мезозойской складчатости;
третичных складчатых горных сооружений; *16*—[illegible] области мезозойской складчатости;



Условные обозначения

1 2 3 4 5 6 7

8 9 10 11 12 13 14 15

16 — 17

150 0 150 300 450 600 750 км

ОБЛАСТИ ДОКЕМБРИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ:

сть или покрыты очень тонким плащом позднейших осадочных пород; *2*—районы с относительно неглубоким залеганием складчатого докембрийского фундамента; сточноевропейской платформы, погрузившиеся под уровень моря; *5*—валы и купола на Восточноевропейской платформе; *6*—область распространения соляных куполов в юго-восточной части той же платформы.

ОБЛАСТИ ДРЕВНЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ:

с поверхностным залеганием складчатого фундамента; *8*—районы с глубоким залеганием его.

ОБЛАСТИ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ:

с поверхностным залеганием складчатого фундамента; *10*—районы с глубоким залеганием его.

ОБЛАСТИ МЕЗОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ:

ны с глубоким его залеганием; *13*—срединные массивы в области мезозойской складчатости; *14*—области третичной складчатости; *15*—предгорные впадины тых горных сооружений; *16*—простирания складчатости; *17*—предполагаемые простирания складчатости.

СХЕМАТИЧЕСКИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ ЧЕРЕЗ ВОСТОЧНОЕВРОПЕЙСКУЮ И СИБИРСКУЮ ПЛАТФОРМЫ

Рис.1 Схематический разрез через Восточноевропейскую платформу от Финского залива до Азовского моря, по А.Д. Архангельскому

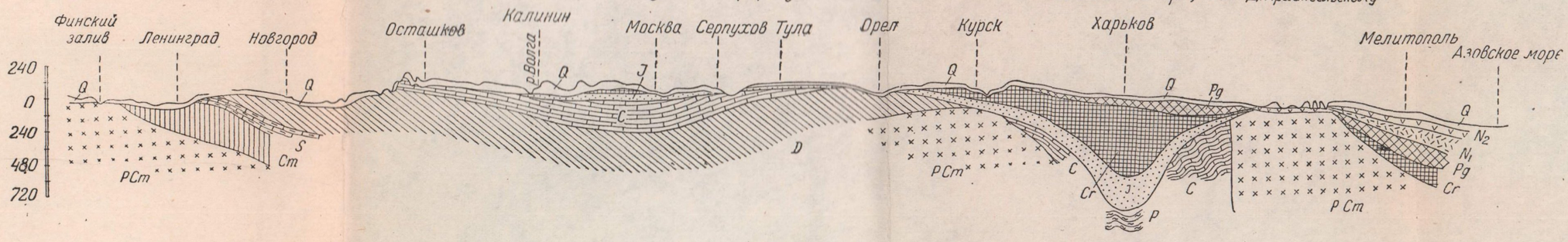


Рис.2. Схематический разрез через Сибирскую платформу от архипелага Норденшильда до Станового хребта, по Н.С. Шатскому

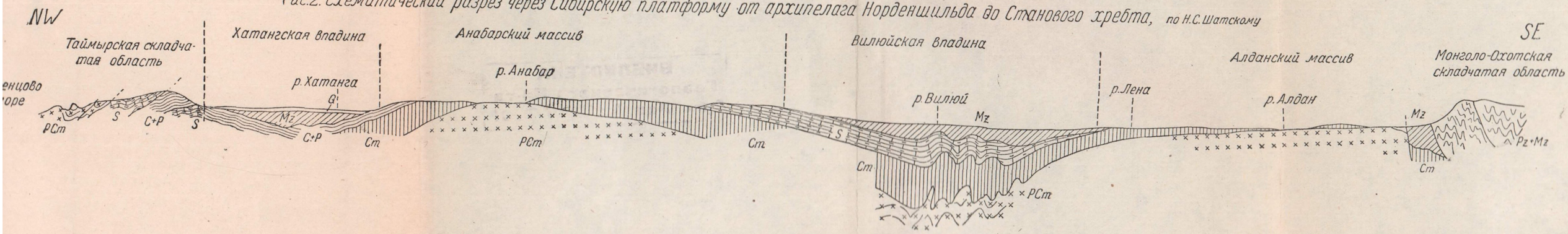
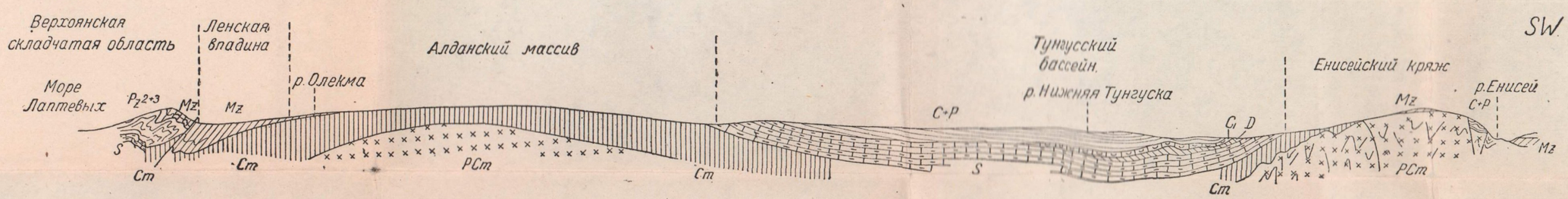
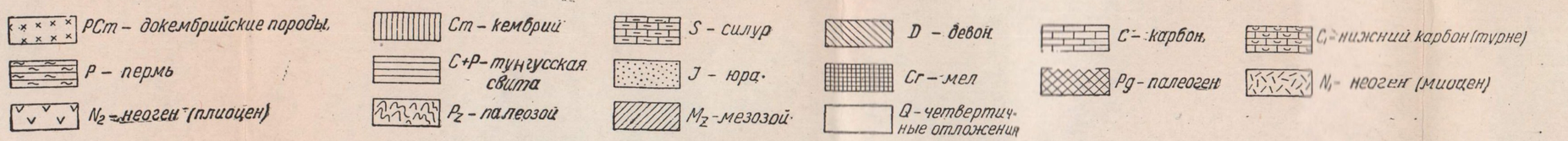


Рис.3. Схематический разрез через Сибирскую платформу от Верхоянского хребта до Енисейского кряжа, по Н.С. Шатскому





Горизонтальный масштаб всех трех разрезов около 1:5000 000

1 — докембрийские породы; 2 — кембрий; 3 — силур; 4 — девон; 5 — карбон; 6 — нижний карбон (турне); 7 — пермь; 8 — тунгусская свита; 9 — юра; 10 — мел; 11 — палеоген; 12 — неоген (миоцен); 13 — неоген (плиоцен); 14 — палеозой; 15 — мезозой; 16 — четвертичные отложения.

Архангельский А. Д.

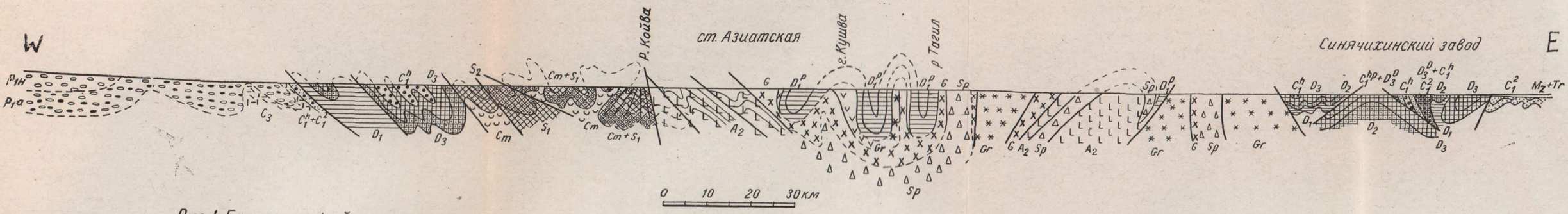


Рис. 1. Геологический разрез через Урал по горнозаводской дороге через Чусовую–Панино–Алапаевск, по Е.А. Кузнецову

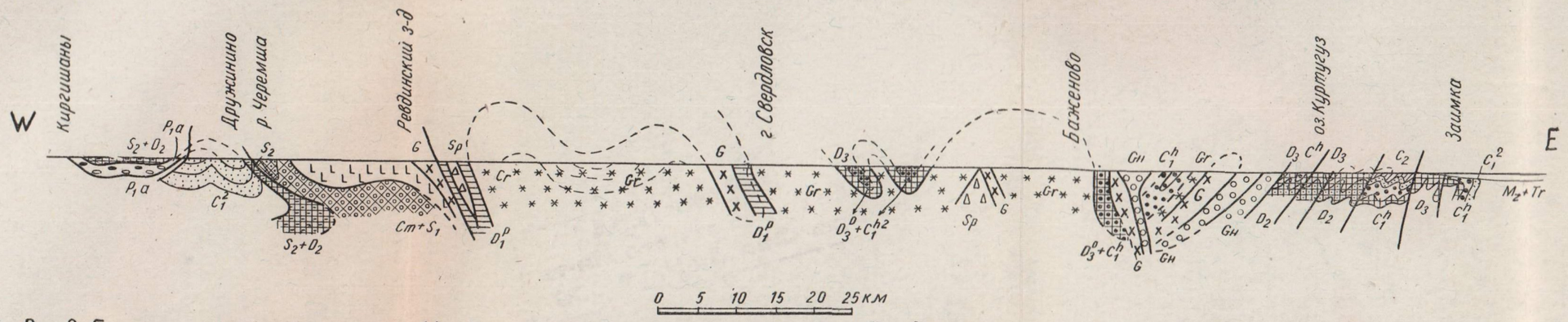
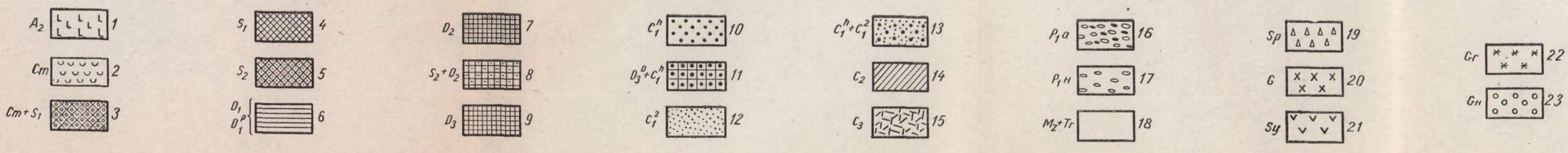


Рис. 2. Геологический разрез через Урал в направлении от Бисерти на Богдановичи, по Е.А. Кузнецову



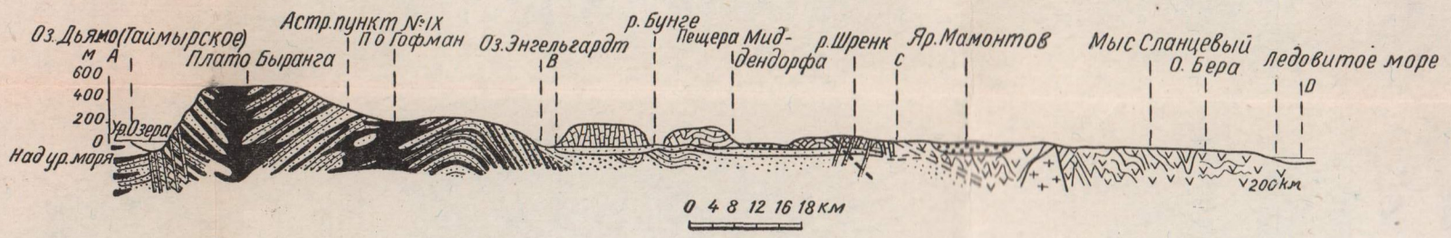


Рис. 3. Геологический разрез р. Нижней Таймыри, по И.Н. Урванцеву



Условные обозначения для рис. 1 и 2.

1 — докембрий; *2* — кембрий; *3* — кембрий и нижний силур без разделения; *4* — нижний силур; *5* — верхний силур; *6* — нижний девон (эффузивный); *7* — средний девон; *8* — верхний силур и средний девон; *9* — верхний девон; *10* — нижний карбон (турне и угленосная толща); *11* — верхний девон и нижний карбон без разделения; *12* — нижний карбон (визе); *13* — нижний карбон без разделения; *14* — средний карбон; *15* — верхний карбон; *16* — артинский ярус; *17* — кунгурский ярус; *18* — мезозой и третичные отложения; *19* — перидотиты и змеевики; *20* — габбро и диориты; *21* — сиениты; *22* — граниты; *23* — гранит-порфиры.

Условные обозначения для рис. 3.

1 — диабазы и их туфы; *2* — гнейсы и кристаллические сланцы; *3* — граниты; *4* — кембро-силур; *5* — пермь (тунгусская свита); *6* — постплиоцен; *7* — дейки третичных базальтов; *8* — сбросы, наблюдаемые и предполагаемые *9* — шарриажи, наблюдаемые и предполагаемые.

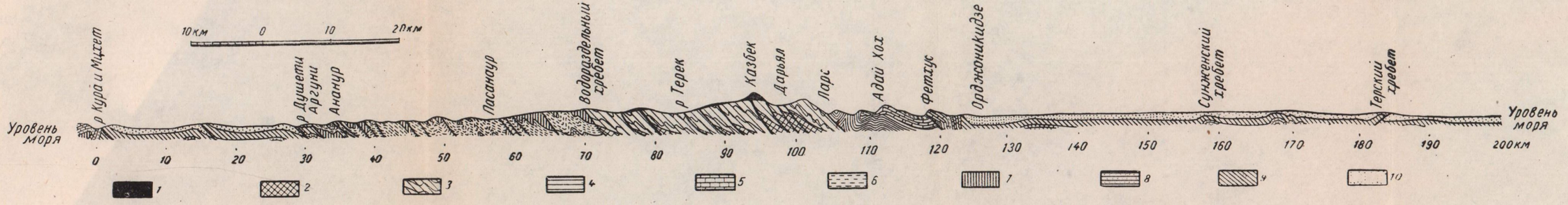


Рис 1 Геологический разрез Кавказа вдоль Военно-Грузинской дороги, по В.П Ренгартену

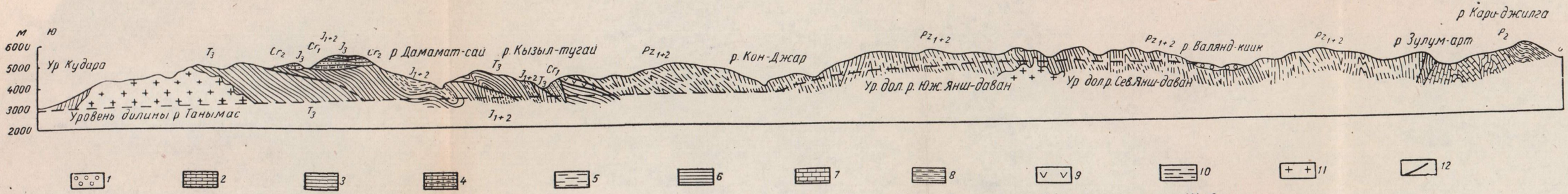


Рис. 2. Схематический геологический разрез к северу от с. Кудара в западном Памире, по Паффенгольцу и Шабалкину

Условные обозначения к рис. 1:

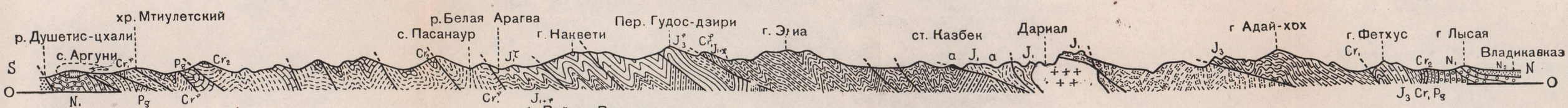
1 — андезитовые лавы; *2* — граниты; *3* — нижняя юра; *4* — средняя юра; *5* — верхняя юра; *6* — нижний мел; *7* — верхний мел; *8* — палеоген; *9* — миоцен; *10* — плиоцен.

Условные обозначения к рис. 2:

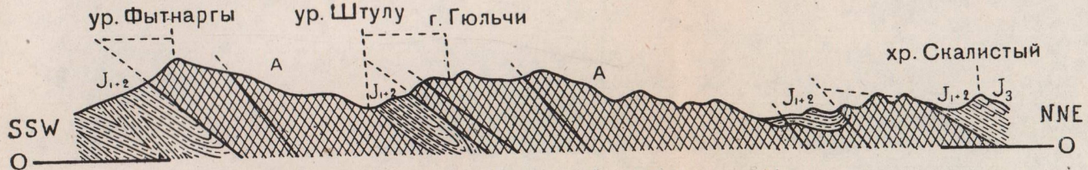
1 — четвертичные отложения; *2* — верхний мел; *3* — нижний мел; *4* — верхняя юра; *5* — средняя и нижняя юра; *6* — верхний триас; *7* — пермь; *8* — верхняя пермь; *9* — гипсы; *10* — метаморфические сланцы палеозоя; *11* — граниты; *12* — линии разрыва.

Архангельский А. Д.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ КАВКАЗА, ПО РЕНГАРТЕНУ [319]



1. Район Военно-грузинской дороги (по В.П. Ренгартену)



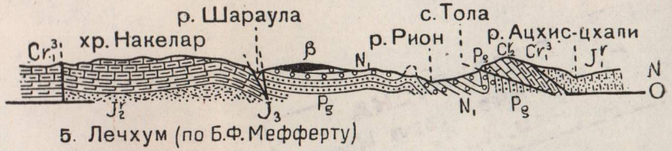
2. Балкарское пересечение (по И.Г. Кузнецову)



3. Дагестан. Кара Койсу (по Д.В. Дробышеву)



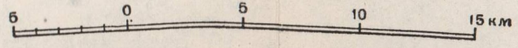
4. Малый Кавказ Ганджинское пересечение [по К.Н. Паффенгольцу]

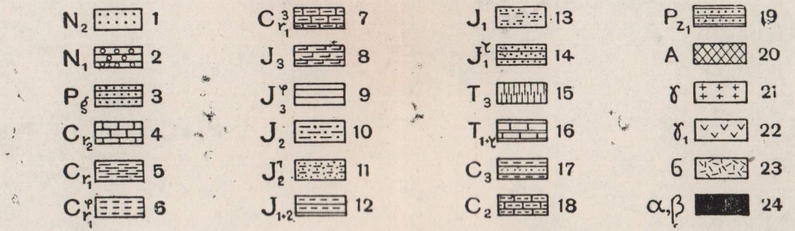


5. Лечхум (по Б.Ф. Мефферту)



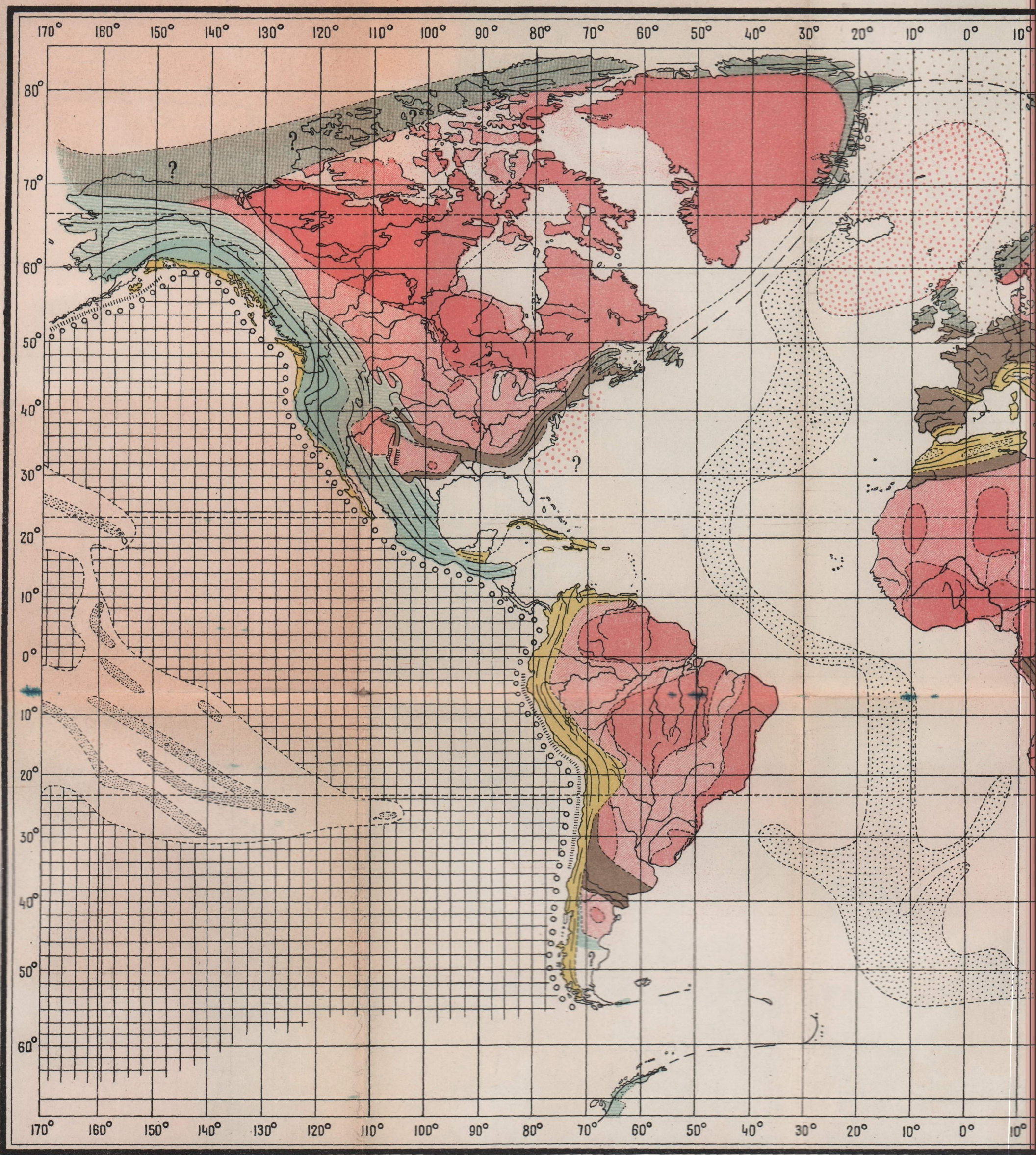
6. Бассейн. р. М. Лабы (по В.Н. Робинсону)





1 — плиоцен; *2* — миоцен; *3* — палеоген; *4* — верхний мел; *5* — нижний мел; *6* — нижний мел, флишевая фация; *7* — нижний мел, зоогенная фация; *8* — верхняя юра; *9* — верхняя юра, флишевая фация; *10* — средняя юра; *11* — средняя юра, туфогенная фация; *12* — средняя и нижняя юра без разделения; *13* — нижняя юра; *14* — нижняя юра, туфогенная фация; *15* — верхний триас; *16* — средний и нижний триас; *17* — верхний карбон; *18* — средний карбон; *19* — эопалеозой; *20* — докембрий и древние граниты; *21* — граниты; *22* — гранодиориты; *23* — змеевики; *24* — андезиты и базальты.

Архангельский А. Д.



Архангельский, А. Д

1 2 3 4 5 6 7 8 9

1 — области докембрийской складчатости, районы с поверхностным залеганием складчатого фундамента; *2* — по древнепалеозойской (каледонской) складчатости; районы с поверхностным залеганием складчатого фундамента моря; *7* — области новопалеозойской (герцинской) складчатости; районы с поверхностным залеганием складч которая выделена из областей мезозойской складчатости лишь для Северной Америки; *10* — области мезозойской скл *11* — срединные массивы в пределах области мезозойской складчатости; *12* — области третичной складчатости; *13* сооружений; *15* — срединный вал Атлантического океана; *16* — аналоги складчатых горных сооружений геосинклинального области; *19* — андезитовая линия; *20* — простирание

9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21

фундамента; *2* — то же; районы с глубоким залеганием фундамента; *3* — то же; районы, погрузившиеся под уровень моря; *4* — области
ладчатого фундамента; *5* — то же; районы с глубоким залеганием складчатого фундамента; *6* — то же; районы, погрузившиеся под уровень
м залеганием складчатого фундамента; *8* — то же; области с глубоким залеганием фундамента; *9* — области юрской складчатости,
езозойской складчатости; для Северной Америки этим знаком обозначены районы верхнемеловой (ларамийской) складчатости;
складчатости; *13* — срединные массивы в области третичной складчатости; *14* — предгорные впадины третичных складчатых горных
геосинклинального типа в области Тихого океана; *17* — платформенные области Тихого океана; *18* — глубоководные рвы тихоокеанской
20 — простирания складчатости; *21* — расколы восточной Африки.