

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

В ы п у с к 631

О. А. ВОТАХ

ВВЕДЕНИЕ В ГЕОТЕКТОНИКУ

Ответственный редактор
д-р геол.-мин. наук *Б. М. Чиков*



НОВОСИБИРСК
ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1985

УДК 551.24

Вотах О. А. Введение в геотектонику.— Новосибирск: Наука, 1985.

В монографии анализируются современные знания о фундаментальных объектах геотектоники — науки о структуре и истории развития Земли в целом и всех ее составных частей, называемых структурными элементами. Данные о структуре и составе этих объектов представлены в систематизированном на основе единой ранговой шкалы виде. Конкретные примеры последовательно раскрывают строение Земли от самых мелких деталей до глобальных частей планеты включительно. Большое внимание уделяется истории обособления рассматриваемых структурных единиц, истории самой геотектоники, современному состоянию ее методологии.

Книга рассчитана на геологов, геофизиков и геохимиков, студентов геолого-геофизических и географических факультетов, на всех, кто интересуется строением Земли и методологическими вопросами естествознания.

Рецензенты *В. С. Старосельцев, В. К. Кучай*

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемая читателю книга, как это следует из ее названия, содержит краткие сведения в области геотектоники — науки, призванной интегрировать знания о составе, структуре и геологической эволюции нашей планеты и всех ее составных частей, детально изучаемых различными дисциплинами и в первую очередь теми, которые относятся к семейству наук о Земле: геологией, физикой Земли и региональной геофизикой, геоморфологией, геохимией, минералогией, петрологией и многими другими.

В монографии приводятся в основном современные данные в интересующей нас области знания. Достижения известных ученых прошлых эпох, как и всех ближайших предшественников, рассматриваются с точки зрения того, в какой мере они обогатили наши представления о структуре Земли и ее геологической эволюции.

Структурный анализ вещества Земли на уровне минеральных и формационных объектов стал фактически проводиться задолго до официального оформления геотектоники в самостоятельную дисциплину — сначала в химии, а затем в минералогии, петрологии и геологии. Он начался с изучения очень мелких деталей строения земного вещества методами качественного химического анализа.

Р. Бойлю (1627—1691) принадлежит, как считают многие ученые, заслуга введения в химию термина *анализ* (что означает разложение, расчленение), который затем получил широкое распространение в минералогии, петрологии, геологии и геотектонике. С тех пор под *анализом* понимают *способы объемного разделения любых тел на части, различающиеся по своему составу и строению*.

Весьма примечательно, что химия, занявшись впервые структурным анализом вещества, в период своего становления как науки в классическом смысле этого слова (с момента выхода в 1661 г. книги Р. Бойля «Химик-пессимист» до издания в 1789 г. «Начального учебника химии» А. Лавуазье) испытала такие же методологические трудности, с какими позже столкнулась геотектоника, в рамках которой впервые начал осуществляться качественный структурный анализ Земли по ее элементам более крупного ранга — формационным, геоструктурным и глобальным.

О трудностях тектонического анализа и неудовлетворительном состоянии нашей науки говорится практически во всех монографиях по геотектонике, начиная с первого учебника М. М. Тетяева [1934] и до последних изданий В. В. Белоусова [1976], Ю. А. Косыгина [1983], В. Е. Хаина [1973а]. Методологическим проблемам становления геотектоники как науки специально посвящена также глава в данной книге.

Главными источниками несовершенства в организации научного знания служат в основном те же методологические проблемы, которые в свое время вынуждена была преодолевать химия, когда переходила от алхимического периода своей истории на уровень классического структурно-вещественного анализа. В геотектонике, как это было когда-то и в химии, остается пока еще строго не определенным наиболее фундаментальное понятие, совершенно необходимое в структурном анализе любого уровня, — понятие *элемент*.

Геологи до сих пор склонны называть «структурным элементом» любую часть Земли, обособленную в ней по каким угодно признакам с одним

единственным требованием — чтобы она хоть чем-то отличалась от других. В результате понятие *элемент* полностью теряет ту определенность, которую оно имеет в современном классическом естествознании, а состояние нашей науки во многих отношениях оказывается очень похожим на положение химии XVII в. Проблема элементов, или составных частей тел, в то время была в центре внимания физиков и химиков. Единой точки зрения у них тогда еще не было, как ее нет сейчас у современных специалистов в области геотектоники. Химики в свое время тоже были озабочены несусветным хаосом понятий и ставили перед собой вопросы, какие иногда задают себе сегодня геологи и тектонисты: существуют ли вообще реальные элементы?

Р. Бойль, впервые задав себе такой вопрос, в 1661 г. дал ясное определение элемента и отметил, что далеко не все, обозначенное этим словом, того заслуживает. С тех пор *элементами стали называться только те части химического вещества, из которых составлены все так называемые смешанные тела и на которые последние в конце концов могут быть разложены*. Все прочие объекты, выделенные ранее под таким же названием, были исключены из этой категории.

Структурный анализ в химии XVII—XVIII вв. шел к своему совершенству, разделяя, подразделяя и еще подразделяя смешанные тела на все более мелкие составные части. При этом в качестве *элементов*, или *простых тел*, признавались лишь те вещества, которые можно было получить при расчленении сложных всеми имевшимися в то время методами и средствами. Таким же путем, по-видимому, должен развиваться и совершенствоваться структурный анализ Земли и по всем другим ее элементам более крупного ранга.

Отсутствие четкого определения понятия *элемент* в современной геотектонике приводит к тому, что многие ее теоретические концепции и гипотезы зачастую оказываются практически без структурной основы: в теориях такого типа что-то движается, что-то во что-то превращается, но не всегда ясно, что именно развивается, эволюционирует и т. п. По степени своей структурной обеспеченности эти теории очень похожи на концепции и гипотезы в химии, когда в ней создавались *теории флогистонного типа* и высказывались гипотезы, основанные преимущественно на *воображаемых объектах*, а не на *элементах*, экспериментально установленных опытным путем.

Еще А. Лавуазье отмечал, что химики сделали из флогистона смутное начало, не определенное в точной мере и поэтому пригодное для любых объяснений, в которые его хотят ввести. Иногда это начало химикам казалось весомым, иногда оно таковым не было. Это мог быть и свободный огонь, и огонь, соединенный с «землистым» элементом. Он объяснял одновременно щелочность и нещелочность, прозрачность и непрозрачность, окраску и отсутствие окраски; это был настоящий Протей, каждое мгновение меняющий свой облик. Химики потратили несколько десятилетий кропотливого труда на поиски флогистона, прежде чем химия рассталась навсегда с теориями флогистонного типа и перешла в разряд классических наук. И это отнюдь не означало устранения опытных результатов флогистики.

В современной геотектонике тоже имеются такие теории, объекты которых до сих пор остаются не определенными. Более 100 лет она развивалась под флагом геосинклинальной теории, и все это время почти непрерывно дискутировался вопрос о том, *что же такое геосинклиналь?* К последнему юбилею этой теории в журнале «Тихоокеанская геология» (№ 6 за 1984 г.), например, вышла статья Н. П. Васильковского, которая так и называется: «Что же такое геосинклиналь? (к 125-летию геосинклинальной теории)». Примерно с 1970-х годов в нашей науке тоже стали выделяться и рассматриваться в качестве *фундаментальных объектов* не все части нашей планеты, выделенные в ней по любым признакам, а только так называемые «системные элементы» — естественные *геологические тела*, или части Земли разного ранга, которые вполне отвечают тому клас-

сическому пониманию термина *структурный элемент*, который уже давно получил широкое распространение в химии, физике, биологии, астрономии и во многих других классических науках.

Профессиональная ориентация в любой области естествознания практически начинается с получения первых представлений о таких фундаментальных объектах данной конкретной науки. Поэтому значительная часть объема предлагаемой книги посвящена в первую очередь *фундаментальным структурным элементам Земли разного ранга*.

На вопрос о том, из каких элементов сложена Земля, казалось бы, может ответить представитель любой специальности геологического профиля. На самом деле это далеко не так. Четкого перечисления всех структурных элементов Земли разного ранга (фундаментальных объектов нашей науки) не дают даже учебные руководства по общей геотектонике и многие монографии, специально посвященные основам геотектоники. Более того, проблема построения общей систематики изучаемых структурных единиц в них зачастую оказывается не только не решенной, но даже в явном виде и не поставленной.

В монографии данные о структуре и составе элементов Земли представляются в систематизированном на базе единой ранговой шкалы виде. Все элементы разного ранга иллюстрированы конкретными примерами, наглядно показывающими, *что из чего* в земной коре и в Земле состоит. Проведенный на конкретных примерах последовательный, структурный анализ Земли раскрывает ее строение от самых мелких деталей до глобальных частей включительно. Внутренняя структура ее представляется в четырех *различных видах трехмерного пространства* (кристаллохимическом, стратиграфическом, геоморфологическом и геоцентрическом), по которым различаются *минеральная, формационная, геоструктурная и глобальная группы* структурных элементов Земли. Построение общей систематики для всех структурных элементов Земли является необходимой ступенью в развитии геологического знания. Единая систематика подводит под многоплановые исследования одного и того же объекта, каковым является наша планета, общую структурную основу. В такой систематике нуждаются не только специалисты по геотектонике. Это, в сущности, проблема комплексная, общая для многих наук, занятых изучением Земли. В ее решении принимали и принимают участие ученые разных специальностей, занятые изучением тех или иных конкретных геологических объектов.

Книга построена по так называемому *статическому*, или структурному, принципу: рассматриваются структурные единицы определенного ранга, затем дается их систематика, на базе которой в последнюю очередь рассматриваются генетические представления об их эволюции. Однако это вовсе не означает, что автор этой книги является сторонником *агентического* подхода к геологическим объектам. Думается, их разностороннее изучение станет еще более эффективным, если под генетические исследования будет подведена ясная и общая структурная основа.

Монография предназначена для того, чтобы вызвать у специалистов разного профиля интерес к познанию *всей системы структурных элементов Земли*, а не одних только минералов или горных пород, геологических формаций, геоструктур или самых крупных глобальных элементов земного шара: *общий структурный анализ Земли по элементам разного ранга только тогда имеет смысл, когда проводится системно, т. е. охватывает весь ряд разноранговых элементов*.

Для структур каждой ранговой группы дается, по мере возможности, краткая история их обособления, указываются синонимы и близкие понятия. Это делается для того, чтобы не вызвать излишних на данном этапе «дискуссий о названиях», многие из которых условны и в будущем могут быть и даже наверное будут заменены другими.

Не все приведенные конкретные примеры структурных единиц, видимо, могут бесспорно считаться удачными тектонотипами соответствующих элементов. В дальнейшем некоторые из них, вероятно, будут пере-

смотрены и заменены другими. При выборе спорных разрезов для иллюстраций приходилось в первую очередь ориентироваться на материал, детально изученный и доступный для использования, а при прочих равных условиях — отдавать предпочтение тем районам, которые более или менее хорошо известны автору по его личным региональным тектоническим исследованиям.

Эта книга представляет собой в значительной мере переработанный вариант «Структурных элементов Земли» (Новосибирск: Наука, 1979. — 214 с.). Многие в исследованиях по сравнительной тектонике элементов Земли разного ранга еще остается проблематичным, спорным и даже противоречивым. Отчасти это, по-видимому, связано с обилием имеющегося по всем структурным элементам Земли описательного материала, обработка которого, необходимая для окончательной проверки развиваемых идей, требует исключительно много времени.

По разным разделам работы в разное время и в разной форме автору были сделаны ценные замечания и даны советы Б. Н. Лапиным, Б. П. Мишенькиным, Г. В. Поляковым, Ю. Е. Погребницким, В. С. Старосельцевым, А. В. Ладьиным, В. К. Кучаем, Н. М. Чернышевым, Б. М. Чиковым, С. И. Шерманом, Э. Л. Якименко.

Постоянное внимание и конструктивную помощь в осуществлении данной работы оказывали заведующий лабораторией геотектоники ИГиГ СО АН СССР Ч. Б. Борукаев и заведующий кафедрой общей геологии геолого-геофизического факультета НГУ В. А. Соловьев.

В выполнении чертежей и подготовке текста помогали С. Ю. Беляев, В. П. Волкова, Г. Я. Дианова, М. Б. Лимонова, Т. Н. Пузырева, Р. И. Теслюк и М. А. Чикова. Всем им автор выражает искреннюю и глубокую благодарность.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГЕОТЕКТОНИКИ. ОСНОВНЫЕ ПЕРИОДЫ И ЭТАПЫ В ЕЕ РАЗВИТИИ

Геотектоника как самостоятельная научная дисциплина оформилась после выхода в свет «Основ геотектоники» М. М. Тетяева [1934]. Характеризуя положение геотектоники в те годы, ученый отмечал, «что она до сих пор не получила еще признания как самостоятельная отрасль науки, требующая своего специального изучения и работы в этой области. Геотектоническими вопросами занимаются геологи всех специальностей, не представляя себе, что для этой работы необходимы специальные знания и соответственная подготовка» (с. 41). М. М. Тетяев преподавал геотектонику с 1922 г. сначала в Ленинградском университете, а затем в Ленинградском горном институте. С этого времени она становится учебным предметом геологических, геолого-геофизических и географических факультетов университетов и специализированных вузов.

Геотектоника есть наука о структуре Земли. Это краткое определение принадлежит М. М. Тетяеву. Оно сохранило свое значение до наших дней. В «Справочнике по тектонической терминологии» [1970] приведены почти все известные в отечественной литературе варианты более поздних определений термина *геотектоника* (син.: *тектоника*). Среди них имеются и такие определения, в которых объект геотектоники ограничивается «земной корой» или ее структурами, возникшими за счет механических процессов.

Вопрос о содержании науки геотектоники подробно рассматривался Ю. А. Косыгиным ([1983] и более ранние издания 1952, 1958, 1969 и 1974 гг.). Он пришел, по-видимому, к правильному выводу, что объектом геотектоники (тектоники) как науки является Земля в целом и что предлагавшиеся В. В. Белоусовым, В. Е. Ханыным, П. Н. Кропоткиным и Ю. А. Косыгиным в ранних его работах ограничения этого понятия являются несостоятельными. Объект геотектоники, согласно новым определениям Ю. А. Косыгина [1983], не ограничивается какими-либо объемами Земли, меньшими, чем сама Земля, и не ограничивается каким-либо типом энергии, так как все они взаимно связаны и конвертируемы.

Геотектоника рассматривается в настоящее время как наука, в построениях которой используются данные многих отраслей геологического знания. Предметом геотектоники является сама Земля и все геологические структуры с их вещественным наполнением, так как рассуждения о структуре беспредметны, если не иметь в виду вещество и систему разноранговых структурных единиц, в нем выделяемых.

Интересно, что в своих «Основах геотектоники» М. М. Тетяев обращал особое внимание на то, что очень часто структуру Земли «сокращают» до структуры земной коры и весь объект геотектоники совершенно неправильно ограничивают изменениями внутри этой периферической оболочки, и предупреждал о том, что если мы станем на эту ошибочную точку зрения, то потеряем целостное представление о Земле и потеряем возможность выяснения причин ее изменений, ибо только в Земле как целом мы вскрываем источник изменений ее структуры. Говоря о структуре Земли, «...мы должны иметь в виду не часть Земли, — писал он [1934, с. 6], — не какую-то ее отдельную оболочку, а структуру всей Земли, и понять, что те изменения, которые мы наблюдаем в ее периферической оболочке, суть не что иное, как частная форма выражения общих измене-

ний, которые совершаются в общей структуре всей Земли». Из этих высказываний видно, что уже тогда М. М. Тетяев понимал необходимость системного подхода к изучению строения Земли, так как элементами ее являются не только объекты структурной, или полевой, геологии, в то время уже четко обособленной в самостоятельную дисциплину, но также и объекты всех других смежных наук геологического цикла: стратиграфии, геоморфологии, учения о фациях и палеогеографии, петрологии, учения о полезных ископаемых, геохимии, металлогении и др. Рудные месторождения, например, есть не что иное, как результат скопления определенных химических элементов в изверженных интрузивных или в осадочных формациях: «Появление, распределение и скопление этих химических элементов среди других пород есть прежде всего вопрос их нахождения в определенной среде, т. е. опять-таки вопрос структурный» (Там же, с. 10).

Касаясь методов изучения структуры Земли в целом, он неоднократно подчеркивал, что метод геотектоники практически всегда сводится к изучению отдельных единичных проявлений и стремлению создать из них нечто целое. Наблюдая только отдельные части (объекты петрографии, литологии, минералогии или какие-либо крупные элементы в структуре Земли), мы никоим образом не можем понять связи между этими кусками, так как целое в данном случае не есть арифметическая сумма слагаемых. Познание одного только фактического материала никогда нам не дает общих представлений о структуре Земли в целом, а тем более о ее развитии. «Мы должны определенными и правильными логическими рассуждениями, — писал М. М. Тетяев (Там же, с. 11), — дойти до понимания этих связей и взаимоотношений отдельных элементов между собой». Такое системное понимание структуры Земли позволяет выявлять связи геотектоники с другими науками геологического профиля по общности изучаемых ими объектов (рис. 1).

М. М. Тетяеву было совершенно ясно, например, что знания в области строения Земли ложатся в основу изучения рельефа ее поверхности. «В сущности говоря, — писал М. М. Тетяев (Там же, с. 7), — законы развития рельефа появляются перед нами как частная форма, скрытая, измененная форма тех же самых законов развития структуры». Такое же значение и необходимость изучения геотектоники проявляются, по его мнению, и в целом ряде других соседних геологических дисциплин. Беспокоясь о развитии этих наук, мы должны иметь в виду не только накопление фактического материала, относящегося к различным геологическим объектам, но и правильное обращение с этим фактическим мате-

риалом при помощи такой методологии, которая рассматривает вещи не в разрозненных отдельных частях, взятых изолированно, а в их общей связи, устанавливает взаимоотношения этих отдельных кусочков и тем самым вскрывает законы развития структуры Земли в целом.



Рис. 1. Фундаментальные объекты геотектоники и ее связи со смежными дисциплинами.

1 — границы дисциплин по объектам исследования; 2 — связи со смежными науками по общности объектов исследования.

Итак, *геотектоника* — это наука о структуре и истории развития как Земли в целом, так и всех ее составных частей, связанных между собой ранговыми отношениями (о них речь пойдет в следующей главе). Предмет этой науки — структура указанных объектов разного ранга, или их строение. Весь арсенал методов геотектоники направлен на то, чтобы дать ясные ответы на фундаментальные вопросы классического естествознания. Это, во-первых, чисто структурные вопросы, отвечая на которые мы получаем представление о том, как устроена Земля во всех своих деталях. Во-вторых, это вопросы историко-генетического плана, с помощью которых мы пытаемся познать, как образуются и эволюционируют вся система структурных элементов Земли и ее глобальная структура. В-третьих, нам интересно знать также, за счет каких сил, видов энергии, а также каких источников вещества образовалась внутренняя структура Земли и осуществлялась ее геологическая эволюция. В соответствии с этими тремя аспектами изучения всей системы структурных элементов Земли в общей геотектонике различаются ее главные составные части: геотектоника статическая (син.: геотектоника морфологическая, или морфотектоника), геотектоника историческая, геодинамика (син.: тектоника динамическая).

Главная задача статической геотектоники, или морфотектоники, состоит в поиске ответов на два весьма распространенных во всем естествознании вопроса:

1. *Что из чего* в изучаемых структурах *состоит*, или какие элементы разного ранга можно выделять, последовательно описывая структуру Земли от более мелких ее деталей к более крупным?

2. Какими видами структур обладают элементы каждого ранга?

В исторической геотектонике фундаментальные вопросы ставятся в несколько ином аспекте:

1. *Что из чего* в изучаемых структурах *формируется*?

2. Какие виды объектов в какие превращаются, или в каком направлении идет видовая эволюция одноранговых структурных элементов Земли?

Геодинамика призвана дать ответ на еще более трудные вопросы о том, каким образом (за счет каких сил и источников энергии) все эти преобразования в недрах Земли могли бы осуществляться? Геодинамические конструкции невозможно проверить непосредственно на объектах. Они проверяются на физических моделях в экспериментальной тектонике (табл. 1), которая выделяется иногда в качестве самостоятельного раздела геотектоники. Названные разделы представляют собой, по существу, различные «этажи» одного и того же знания в области строения Земли. Их совместное рассмотрение в общей геотектонике делает эту науку истинно генетической, ставит ее в один ряд со всеми другими крупными областями естествознания, которые по своему содержанию в принципе не могут быть агенетическими: всем не только интересно, но и практически необходимо знать, во-первых, как устроен окружающий нас мир и, во-вторых, как он с течением времени может изменяться. Охарактеризованное выше содержание геотектоники довольно точно отражается в ее названии. Термин *геотектоника* происходит от двух древнегреческих слов, которые переводятся как *Земля* и *строить*, и буквально означает науку о строении Земли. Его можно интерпретировать как производное от ранее употребленного в геологии словосочетания *геологическая тектоника*.

В тех случаях, когда характеризуется строение не всей Земли в целом или когда речь идет не о всей науке, обычно используют более краткое название — *тектоника*: тектоника Западной Сибири, тектоника формаций и т. п. Термин *тектоника* появился значительно раньше оформления геотектоники в самостоятельную науку. Он введен в обиход геологической науки в 1850 г. немецким геологом К. Науманом.

История любой эмпирической науки, достигшей расцвета (астрономии, химии, физики, минералогии и др.), — это, прежде всего, летопись

Основные разделы геотектоники, обособляемые в ней по предметам (задачам и методам) исследований и по объектам разного ранга

Предметные области знания	Объекты			
	I Минеральные	II Формационные	III Геоструктурные	IV Глобальные
1. Статическая геотектоника (морфотектоника)	Петротектоника	Тектоника формаций	Региональная геотектоника	Глобальная тектоника
2. Историческая геотектоника (палеотектоника)		Историческая геология		Глобальная палеотектоника
3. Геодинамика (динамическая тектоника)			Региональная геодинамика	Глобальная геодинамика
4. Экспериментальная тектоника (физическое моделирование)	Моделирование минеральных структур и процессов их образования	Моделирование формационных структур и процессов их формирования	Моделирование геоструктур и физико-химических процессов их преобразования	Моделирование глобальных структур и геодинамических процессов

открытия новых объектов и явлений, с ними связанных. В нашем случае — история обособления структурных элементов Земли разного ранга, а также законов, описывающих разнообразные свойства и отношения между этими объектами и явлениями. В существующих обзорах по истории геотектоники дается, однако, в основном информация другого плана. Здесь в хронологической последовательности чаще всего рассматривается история появления разного рода концепций и гипотез, характеризуются основные черты развития «тектонических воззрений», «тектонической мысли» и т. п. Такие обзоры истории нашей науки даны в монографиях М. М. Тетяева [1934], В. В. Белоусова [1976], В. Е. Ханна [1973а], Ю. А. Косыгина [1983] и др.

«Характерной чертой современного состояния геотектонических воззрений,— писал М. М. Тетяев в 1934 г.,— является чрезвычайное многообразие геотектонических теорий и их противоречивость... Общих точек зрения в геотектонике сейчас не существует, ибо каждый автор вносит в ту или иную теорию свои поправки и создает таким образом свою собственную теорию» (с. 34).

Эти черты научных работ в области геотектоники в значительной мере сохранились до наших дней. Ю. А. Косыгин [1983], например, пишет о волнообразном развитии современной геотектоники и обращает внимание на неоднократную инверсию взглядов даже у одних и тех же авторов, считая такое положение неизбежным. Что же в таком случае сохраняется в истории наших знаний? В подобной ситуации оказывались многие эмпирические науки, проходившие сходную с современной геотектоникой стадию своего развития. А. Пуанкаре [1983, с. 278] еще в самом начале нашего века по этому поводу сказал: «Сначала нам представляется, что теории живут не далее дня и что руины нагромождаются на руины... Но если всмотреться ближе, то увидим, что так именно падают, собственно говоря, те теории, которые имеют притязания открыть нам сущность вещей. Но в теориях есть нечто, что чаще всего выживает. Если одна из них открыла нам истинное отношение, то это отношение является окончательным приобретением; мы найдем его под новым одеянием в других теориях, которые будут последовательно водворяться на ее месте».

Основные периоды и этапы в развитии геотектоники

Период	Этап	Годы
Становление геотектоники как науки	Античность	VI в. до н. э. — V в. н. э. VI—XIV вв. XV—XVI вв.
	Средние века	
	Эпоха Возрождения	
Современная геотектоника	Обособление региональных стратиграфических единиц (см. 4—6 на рис. 1)	1660—1850 гг.
	Выделение главных структурных элементов в земной коре (см. 7—9 на рис. 1)	1860—1910 гг.
	Обособление глобальных объектов в структуре Земли (см. 10—12 на рис. 1)	1910—1930 гг.
Современная геотектоника	Типизация структурных элементов земной коры	1930—1970 гг.
	Создание единой системы фундаментальных объектов геотектоники	с 1970-х годов

Подобного рода «окончательными приобретениями» в истории геотектоники были, во-первых, достижения, связанные с эмпирическим обособлением в структуре Земли ее элементов разного ранга и вида — фундаментальных природных объектов, или геологических тел, таких как минералы и горные породы, формации, тектонические комплексы и т. д.; во-вторых, обнаружение тех физических явлений и фундаментальных свойств, которыми характеризуются разнообразные отношения между указанными объектами нашей науки. Именно они чаще всего выживают, больше всего противятся влиянию времени и водворяются (иногда под другими названиями) в новые тектонические концепции. Например, зоны Бенъофа, срединные океанические хребты, складчатые пояса, ядро Земли и ее геосферы, а также некоторые другие структурные элементы используются с момента их открытия во всех теориях глобального тектогенеза, несмотря на то, что мода на обобщающие тектонические концепции неоднократно менялась. Поэтому, обращаясь к истории геотектоники, имеет смысл останавливаться не столько на гипотезах (этих мимолетных созданиях разума, как называл их В. И. Вернадский [1983]), сколько на тех обобщениях исключительной ценности, которые всегда связаны либо с выделением в недрах Земли структурных единиц — фундаментальных объектов нашей науки, либо с открытием их новых свойств и ранее неизвестных отношений.

История геотектоники в этом плане имеет очень много общего с историей других наук, близких к ней по объектам исследования. Большая часть объектов, рассматриваемых в геотектонике в качестве структурных элементов Земли, была выделена задолго до появления нашей науки. Это относится, прежде всего, к элементам минеральной группы и к формационным единицам земной коры. В структуре Земли сначала стали изучаться ее минеральные элементы, а затем — региональные стратиграфические единицы — геологические формации. Более крупные по рангу геоструктурные элементы земной коры и глобальные части планеты были обособлены значительно позже. Только с появлением мощной техники и

развитой промышленности стало возможным весьма дорогостоящее проникновение в глубокие недра Земли. Получилось так, что все науки геологического профиля исторически «появились из минералогии». Из нее выделились сначала стратиграфия и историческая геология, затем обособились геохимия и структурная геология, на базе которых, с привлечением геофизических методов и знаний в области физики Земли и геоморфологии, оформилась в самостоятельную научную дисциплину геотектоники.

История обособления конкретных структурных единиц Земли разного ранга рассматривается в разделах книги, посвященных описанию этих объектов. Здесь же мы кратко охарактеризуем основные периоды и этапы, намечаемые в развитии геотектоники, полагая, что история этой науки начинается с обособления ее предмета и выделения первых объектов самостоятельного исследования, а исторические этапы и стадии развития отражают главнейшие достижения в данной области знания (табл. 2). Геоморфологические или географические наблюдения и изучение минеральных объектов (природных химических веществ, минералов и горных пород), проводившиеся с древнейших времен вплоть до XVII в., еще не были тематически связаны с предметом геотектоники и к структуре земных недр не имели прямого отношения. Это была предистория геотектоники. Собственная история геотектоники, а точнее — период становления ее как самостоятельной науки, по-видимому, начинается с момента выхода в свет в 1669 г. книги итальянского ученого, датчанина по происхождению, Н. Стенона [1957]. Она посвящена структурной геологии и одновременно региональной геологии провинции Тоскана в Италии, где жил и работал ученый. В этой книге впервые практически выделены региональные стратиграфические подразделения, осадочные и изверженные фации горных пород, нарисована общая картина геологической истории данной местности. С тех пор при описании региональной структуры земных недр используются стратиграфические координаты, в которых первичное залегание слоев принимается горизонтальным. На конкретном примере им, по сути дела, заложены основы структурной геологии и практической стратиграфии. Четкие принципы, сформулированные Н. Стеноном, долгие годы служили надежной основой развития знаний в области геологии. Они и сейчас (правда, уже «в другом одеянии») являются руководящими в курсах структурной и исторической геологии. Другое дело — «общие взгляды» Н. Стенона (его представления о внутреннем огне Земли, пассивной внешней оболочке и т. д.): они уже следующим поколениям геологов казались просто наивными. Аналогичное произошло и с другими геотектоническими концепциями, появлявшимися в умах выдающихся натуралистов и естествоиспытателей на протяжении всего периода становления геотектоники как науки, продолжавшегося с 1669 г. вплоть до 1930-х годов. Критический обзор тектонических концепций и общей эволюции взглядов на происхождение и строение Земли за этот период дан в книгах М. М. Тетяева [1934], В. Е. Хаина [1973а] и др. Мы остановимся здесь на более практических результатах, полученных в области знаний о геологической структуре земной коры. На первом этапе периода становления геотектоники как науки (примерно с 1660 по 1850 г.) очень медленно, ввиду исключительной трудоемкости полевых геологических исследований, накапливались знания по строению отдельных районов главным образом Западной Европы и Северной Америки. Теоретической основой для проведения этих работ служили заложенные в произведениях датских, итальянских, французских и немецких ученых Н. Стенона (1669 г.), Дж. Ардуино (1760—1795 гг.), Г. Фюкселя (1762 г.), А. Вернера (1780 г.) и А. Грессли (1841 г.) законы структурной геологии и стратиграфии. К концу этого этапа во многих районах практически уже были выделены (часто под разными названиями) формационные элементы — региональные стратиграфические единицы всех рангов: наборы горных пород, или фации, геологические формации и формационные комплексы (см. гл. IV). Методы структурной геологии и стратиграфии, особенно анализ переры-

вов и несогласий, становятся ведущими в расшифровке детального строения отдельных районов. Они же служат фактологической основой для создания обобщающих гипотез, в которых делались наивные попытки (теперь их иначе не назовешь) объяснить наблюдаемые в разных районах детали строения земной поверхности какой-либо одной всеобщей для всего земного шара причиной: плутонической гипотезой Дж. Геттона, непунистическими воззрениями А. Вернера, гипотезой поднятия Л. Буха и В. Штудера, контракционной гипотезой Э. де Бомона и т. д.

К середине XIX в. четко обозначилась тенденция к эмпирическому обособлению в земной коре еще более крупных объектов, к структурному анализу целых горных цепей, к выявлению их внутренней структуры и закономерностей в пространственном их расположении на континентах. Переход к этому новому этапу в развитии геотектоники (1850—1910 гг.) четко наметился с появлением учения о геосинклиналях Дж. Холла и Дж. Дэна [Hall, 1859; Dana, 1873].

Методы стратиграфии и структурной геологии к этому времени прошли достаточно длительную апробацию и стали надежным инструментом детального расчленения отдельных тектонических зон земной коры. Геология вступает в этот этап уже в качестве вполне оформившейся классической науки: разработана стратиграфическая шкала, выделены региональные стратиграфические единицы разного ранга, построены первые классификации складчатых тектонических форм и нарушений. Используя в основном методы и результаты классической геологии, ученые разных стран обращают теперь главное внимание на крупные черты в строении изучаемых ими областей. Работами Дж. Холла, Дж. Дэна, Э. Ога, М. Бертрана, Э. Аргана, А. П. Карпинского, Н. А. Головинского, А. П. Павлова и многих других геологов выявляется, что горные складчатые области и равнины имеют принципиально разную геологическую историю и разный возраст. В структуре земной коры обособляются области с различными геологическим строением и историей развития: древние и молодые платформы, складчатые области разного возраста. В складчатых областях намечаются тектонические зоны разного возраста, принадлежащие к четырем основным эпохам горообразования: гуронской (докембрийской), каледонской, герцинской и альпийской, а на древних платформах — осадочный и гранитный слой земной коры (осадочный чехол и сиалический фундамент). Классические методы стратиграфии и структурной геологии на этом этапе были главными, если только не единственными методами, применявшимися для структурного расчленения земной коры. Это был этап расцвета классических методов геологии в геотектонике, в результате которого в структуре Земли четко обозначились все ее основные геоструктурные элементы (см. 7—9 на рис. 1). Он завершился монументальным обобщением Э. Зюсса «Лик Земли» (1885—1909 гг.). Общее мировоззрение геологов на данном этапе определялось контракционной гипотезой Э. де Бомона, выдвинутой еще в 1852 г. в качестве логического продолжения космогонической гипотезы И. Канта — П. С. Лапласа (1755—1802 гг.) и предполагавшей образование Земли из раскаленной туманности путем ее охлаждения и уменьшения в объеме за счет сжатия.

На следующем этапе становления геотектоники (1910—1930 гг.) работы в области структурного расчленения земной коры и Земли в целом успешно продолжают, несмотря на то, что в области общих тектонических воззрений и гипотез в это время царил разброд. Этот этап совпал с ускоренным развитием мировой промышленности и техники освоения земных недр и характеризуется началом широкого использования геофизических методов и приборов в структурном анализе Земли. Появляются достоверные знания о физическом состоянии глубоких недр планеты. По физическим свойствам обособляются ее ядро и геосфера. Выделяется земная кора и намечаются в ней первые геофизические слои (работы А. Моховичича, В. Конрада, Г. Джеффриса, Б. Гутенберга и др.). Петрологические исследования магматических формаций приводят к представлениям о вещественной расслоенности кристаллических масс в недрах Земли.

Гравиметрическими данными и геоморфологическими наблюдениями доказывается наличие в ее структуре крупных сегментов, различающихся по физическим свойствам, составу и морфологии. Вывод о наличии более плотных масс в океанах и более легких на континентах (о том, что океанические и континентальные сегменты в целом различны по своему составу) позволял представлять их в качестве крупнейших структурных элементов Земли.

Таким образом, на этом этапе развития знаний о структуре Земли появились первые достоверные сведения о ее глобальных элементах (10—12 на рис.1). В эти же годы широко распространяется новая тектоническая концепция, которая, как и все ее предшественницы, уже оказавшиеся к этому моменту в руинах истории, стремилась наиболее простым способом объяснить сущность всех наблюдаемых структурных свойств Земли. Это была, по определению М. М. Тетяева [1934], так называемая теория рифта или плавания континентов, выдвинутая Ф. Тейлором и А. Вегенером. Она чрезвычайно легко и просто, как тогда казалось многим, разрешала вопрос сочетания различных континентальных площадей, теперь разорванных водным покровом океанов: легкие сиалитические массы континентов плавают в тяжелом базальтовом слое (позже всем станет ясно, что такое невозможно). Очень часто ее называли революционной теорией, полагая, что она совершенно переворачивала все наши представления о строении Земли. «Однако легко понять, — замечает М. М. Тетяев [1934, с. 31], — что в этой „новизне старина слышится“, ... ибо континенты, перемещаясь, не изменяют своего существа».

К началу 1930-х годов более или менее ясно определились практически все объекты геотектоники (структурные элементы Земли разного ранга, представленные на рис. 1) и четко обозначился предмет этой науки — системный анализ структуры Земли в целом и отдельных составляющих ее частей. Настало время для обособления знаний в этой области в самостоятельную науку, что и было осуществлено в виде издания первых «Основ геотектоники» М. М. Тетяева [1934]. Период современной геотектоники начался с этапа интенсивного изучения земной коры на континентах методом тектонического ее расчленения и районирования с использованием региональных геофизических работ и глубокого бурения. В этот этап (30—70-е годы XX в.) созданы обзорные тектонические карты почти всех континентов и многих стран (полная библиография их и краткая характеристика даны в книге Ю. А. Косыгина и В. А. Кулындышева [1981]). Решалась проблема создания общей систематики структурных элементов земной коры и упорядочения тектонической терминологии. Эти работы ясно показали, что навести порядок в понятийной базе науки путем простого разъяснения используемых в ней терминов невозможно. Стала очевидной необходимость в усовершенствовании самой понятийной базы геотектоники, в разработке ее методологии, а также общей систематики объектов нашей науки. В конце 1970-х годов с одновременным появлением сразу многих работ на эту тему, вероятно, начался новый этап в развитии современной геотектоники. Для него характерен практически глобальный охват всей Земли комплексными работами по освоению ее глубоких недр, резкое увеличение общего объема проводимых работ и их технической оснащенности, благодаря которой обычными видами разведки на континентах и океанах становятся глубокое и сверхглубокое бурение, комплексные геофизические, геологические и геохимические исследования.

Информация о строении земной коры и Земли в целом на современном этапе развития геотектоники резко возросла. Возобновились некоторые старые идеи и появились новые геодинамические гипотезы, с помощью которых ученые пытаются, как это было и на более ранних этапах, раскрыть сущность и первопричину всех наблюдаемых в сложной структуре Земли явлений. В частности, с новой силой вспыхнули мобилистские воззрения о дрейфе континентов, раскрытии океанов. Возродились идеи расширяющейся, пульсирующей Земли, глубинной дифференциации вещества Земли, новые варианты других концепций. Критический обзор некото-

рых современных геотектонических гипотез, сделанный Ю. А. Косыгиным [1983], убедительно показал, что ни одна из популярных в настоящее время гипотез, имеющих притязание открыть нам сущность тектонического развития Земли, не близка к окончательному решению.

Отсутствие взаимопонимания между учеными по этим общим вопросам обусловлено не столько недостатком в фактологических знаниях, сколько методологическими трудностями. Поэтому общим методологическим проблемам в последние годы стали уделять особое внимание. По мнению В. Е. Хаина [1981], в современной геотектонике обособилось даже новое направление, рассматривающее общие методологические проблемы этой науки, в том числе и проблему построения рациональной ранговой систематики фундаментальных структурных единиц Земли.

Глава II

МЕТОДОЛОГИЯ СОВРЕМЕННОЙ ГЕОТЕКТониКИ

Многие методологические проблемы современной геотектоники можно решать, опираясь на опыт классического естествознания. Дело в том, что методологические проблемы являются в каком-то смысле общими для всех эмпирических наук. К тому же методологические предписания в естествознании не проверяются на истинность в обычном смысле, а проверяются лишь на реализуемость. Поэтому те методологические принципы, которые когда-то уже были однажды реализованы в истории развития конкретных наук, обладают большой надежностью, позволяющей использовать эту проверенную методологию и в других областях знания. В современной литературе методология определяется как теория специально предмета, ориентированная на процесс его познания.

Классические знания, как показывает история естественных наук, формируются в соответствии с определенными методологическими принципами, которые являются обязательными для всех дисциплин. На первых этапах становления конкретной науки эти знания обычно накапливаются без строгого методологического контроля и бессистемно, в результате они оказываются громоздкими, противоречивыми и малодостоверными. Такой была сначала наука о земном веществе — химия, переход которой от алхимической стадии ее развития в классическую науку начался, как считают специалисты, с работ Р. Бойля (1627—1691) и завершился работами А. Лавуазье (1743—1794), приведшими прежде всего к четкому определению фундаментальных понятий и обособлению фундаментальных объектов науки.

В подобной же ситуации оказалась в период своего становления и геотектоника. Характеризуя первые этапы ее развития, Д. И. Мушкетов [1929, с. 9] отмечал, в частности, что к тектонике нередко относятся «...как к удобному полю для безответственных псевдонаучных спекуляций и фантазий... Именно в области тектоники наблюдается наибольшая несостоятельность взглядов и пестрота идей, меняющихся столь быстро и коренным образом, что следить за ними трудно». За теоретический и терминологический хаос тектонику того периода К. Р. Лонгвелл (C. Longwell) назвал «сумасшедшим домом» [Тетяев, 1934].

Этот «крайне большой хаос», который, по словам Н. С. Шатского [1965, с. 61], заставляет некоторых ученых относиться к геотектонике в лучшем случае как к дисциплине с массой гипотез, но без точных основ и методов, а в худшем — как к ненаучным фантазиям, не следует считать уникальным явлением в истории естествознания. В подобном же «алхимическом» состоянии находились в периоде своего становления многие, если

только не все, разделы естествознания, вынужденные поначалу развиваться без точных методологических основ, без фундаментальных понятий и без строго определенной системы своих объектов.

ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПОНЯТИЯ ГЕОТЕКТОНИКИ

Различные разделы классического естествознания имеют в своей основе общие для всех наук фундаментальные понятия, такие как *объект, структура, структурный элемент, пространство*.

Под объектом понимается некоторое материальное образование, существующее в природе независимо от познающего субъекта; та или иная сторона (или аспект) объекта, исследуемая непосредственно в данной науке, называется ее предметом. Само слово «объект» было изобретено для обозначения внешних предметов или их частей. На этапе своего становления все науки нуждаются в выделении элементарных объектов своего изучения. Заметное продвижение науки вперед отмечается, как правило, тогда, когда в ней выделены объекты, доступные для многопланового эмпирического изучения одновременно учеными разных специальностей. Становление любой области знания как самостоятельной науки исторически связано с выделением таких общих, или фундаментальных, объектов. В химии это были химические элементы и молекулы, в механике — материальная точка, в биологии — вид, в микробиологии — клетка [Шелищ, 1981, с. 38].

В геотектонике в роли фундаментальных объектов выступают *структурные элементы Земли разного ранга и вида*: минералы, горные породы, региональные стратиграфические единицы, или формации, и т.д. (см. рис. 1). Они начали вводиться в обиход геологии уже на самых ранних этапах ее развития. Такие объекты науки обеспечивают интеграцию знаний и их историческую преемственность, без которых естествознание развиваться не может. Еще Р. Декарт [1950, с. 366] призывал ученых, «чтобы последующие начали там, где окончат их предшественники, и так, соединяя жизни и труды многих, мы все вместе смогли пойти гораздо дальше, чем это мог бы сделать каждый в отдельности».

Исходные понятия об объектах на начальных этапах становления науки задаются интуитивно. Они, строго говоря, либо являются неопределенными вовсе, либо вводятся посредством так называемого остенсивного определения. Лишь затем научные понятия развертываются, наполняются определенным значением и смыслом. Такую историю развития, с постепенным переходом в разряд четких и ясных, имели многие общепринятые теперь в естествознании понятия: химический элемент и молекула в химии и др. Фундаментальными объектами могут считаться далеко не все части Земли, выделяемые в ней по любым произвольно выбранным свойствам, а только те из них, которые отвечают классическому, или системному, пониманию термина *структура*. Поэтому понятия *структура* и *структурный элемент* в геотектонике тоже являются основополагающими.

Разработка фундаментального понятия *структура* в середине нашего века становится наиболее общим явлением в самых различных науках, а не только в геотектонике. Лингвисты и философы [Платонов, 1972; и др.] считают, что до XIV в. слово *структура* употреблялось в смысле *строение, сооружение* (construction) и соответствовало появившемуся много ранее латинскому *structura*, происшедшему от *structuere* — *строить, сооружать*. Прилагательное *структурный* (structural) появилось во французском языке в конце XIX в. В наше время структура понимается как некое «построение», «соотношение частей», присущее объектам природы: «Выявить структуру объекта — значит упомянуть его части и способы, с помощью которых они вступают во взаимодействие» [Рассел, 1957, с. 248].

Примерно так же определяется содержательный смысл термина в более поздних работах: «...Структура — это единство элементов, их связей, целостности и связи элементов с целым» [Платонов, 1972, с. 73]. По заключению К. К. Платонова, познать структуру — значит прежде всего найти ее элементы, затем исследовать существенные внутренние связи этих элементов, и наконец, вскрыть специфическую природу целостности структуры. Только исследование всех трех аспектов структуры, по его мнению, может обеспечить движение научного знания.

Из приведенных здесь определений видно, что понятие *структура* (*структурный элемент*) полностью соответствует тому смыслу, который вкладывается в понятие *элементарный фундаментальный объект исследования*, которое содержит в себе три аспекта. Это, во-первых, некая конструкция элементов определенного состава, выделяемая по типам их пространственного расположения; во-вторых — соотношение между ними, т. е. некоторый тип связи между этими элементами; в-третьих, целостная единица, неразрывно связанная со своими элементами (единая «система», «структура», «объект», «тело»). Этот третий аспект позволяет каждой структуре в свою очередь быть элементом в структурах более высокого ранга, когда структуру требуется воспринимать как целостную единицу, как простое тело, внутри которого нельзя по данной совокупности свойств провести ни единой границы. Последний аспект этого понятия дает основание для построения единой системы таких фундаментальных объектов по принципу их ранговой соподчиненности.

Используя единицы, отвечающие понятию *фундаментальный объект геотектоники*, мы можем расчленять объем Земли (конечно, при наличии соответствующих данных) практически с любой степенью детальности.

Широко распространенные в геологии другие толкования термина *структура*, в которых «структурами» называются практически любые части изучаемого пространства, различимые по каким-либо *структурным характеристикам* (изгибы слоев, неровности в рельефе фундамента, разрыв сплошности в слоистых толщах и т. п.), для этих целей не подходят.

С помощью понятия *структура* характеризуются главнейшие особенности природных объектов: их внутреннее строение и функционирование. Соответственно различаются: понятие статической структуры (например, анатомическое строение организма, структура минерала, пород и т. д.); понятие динамической структуры (тот или иной закон движения тел, учитывающий силовые взаимодействия); понятие функциональной структуры, описывающей поведение системы в среде; понятие генетической структуры, фиксирующей происхождение и развитие системы; понятие кинематической, т. е. пространственно-временной структуры [Тюхтин, 1978].

Таким образом, понятие *структура* отражает не только статические формы упорядоченности целого, но и упорядоченность процессов. Определение понятий *фундаментальный объект науки*, *структура* и *структурный элемент* предполагает обязательное наличие координатной системы, в которой структура и геометрические характеристики изучаемых природных объектов представляются. *Пространство представления*, таким образом, является тоже фундаментальным понятием, без которого эмпирические науки классического естествознания обойтись не могут. Известно, что структуру окружающего мира в целом, равно как и структуру отдельных его фрагментов, одновременно представить в одном единственном пространстве, в одной системе координат практически невозможно. Эпоха Возрождения в жизни науки началась с революционных и драматических событий, связанных фактически с открытием видов пространства представлений космических объектов; новая гелиоцентрическая система представлений Н. Коперника пришла на смену геоцентрической системе пространства К. Птолемея, после того как старое пространство представлений уже явно вышло за пределы своей применимости. Многие дру-

Ранговая шкала фундаментальных структурных единиц Земли и виды координатных систем, в которых они представляются

Группа	Ранговая шкала	Пространство представлений
Минеральная	1. Молекулы 2. Минералы 3. Породы (минеральные парагенезы)	I. Кристаллохимическое
Формационная	4. Наборы горных пород (фацции) 5. Геоформации (свиты) 6. Формационные комплексы (серии)	II. Стратиграфическое
Геоструктурная	7. Тектонические комплексы 8. Слои земной коры 9. Геоструктурные области	III. Геоморфологическое
Глобальная	10. Глобальные зоны геосфер 11. Геосферы Земли 12. Сегменты планеты	IV. Геоцентрическое

гие важнейшие события в истории естествознания тоже были связаны с обособлением новых систем пространственных представлений.

Пространство — это математическая непрерывность трех измерений. Оно всегда относительно: «...Нет абсолютного пространства, а есть только пространство, отнесенное к известному начальному положению тела», — писал А. Пуанкаре [1983, с. 346]. «Все знают, — подчеркивал ученый (Там же, с. 286), — что пространство относительно, вернее, все это говорят, а между тем множество людей фактически в своем мышлении принимают его за нечто абсолютное. Достаточно немного поразмыслить, чтобы сообразить, к каким противоречиям эти люди должны приходить». Говорить об абсолютном пространстве, согласно А. Пуанкаре (с. 338), — значит употреблять слово, лишенное смысла. Эту истину высказывали уже давно все, кто размышлял об этом, но ее слишком часто забывают по сей день. Забывают ее, очевидно, и многие специалисты в области наук о Земле, полагая, что структуру любых отдельных ее частей и объемное строение всей планеты в целом можно представить в одном пространстве. Считается, в частности, что любые тела и границы выделяются в так называемом геологическом пространстве, под которым понимается «...пространство, занятое планетой Земля в целом или любой ее частью» [Косыгин, 1983, с. 14]. При изучении этого пространства рекомендуется «...использовать геоцентрическую систему координат...» (Там же). Но обходились ли практическая геология и региональная геотектоника на различных этапах своего развития одними только геоцентрическими координатами пространства?

Посмотрев с этой точки зрения на важнейшие события в истории геологических наук и поразмыслив над современными способами представления структурных моделей геологических тел, можно заметить, что структура всех элементов Земли представлена по крайней мере в четырех разных видах пространства (табл. 3). Н. Стенону [1957], очевидно, суждено было в 1669 г. впервые представить геологическую структуру конкретной части земной коры. В расположении горных пород и слоев, слагающих провинцию Тоскана в Италии, он увидел определенный порядок, сформулировал основные принципы структурной геологии и тем самым практически ввел в нашу науку представление об особом стратиграфическом пространстве, показав одновременно, что оно не согласуется с геоморфо-

логическим пространством, в котором представлялся ранее рельеф земной поверхности (ср. рис. 8 и 24 и др.). Основные законы пространственного распределения элементов в минеральном веществе земной коры были открыты в связи с успехами в минералогии, кристаллохимии и петрографии на рубеже XIX и XX вв.: геометрические законы кристаллических структур Е. С. Федорова, расшифровка этих структур У. Г. Брэггом и У. Л. Брэггом и др. (подробнее об этом см. в гл. III). Пространственное распределение элементов в этих объектах подчиняется их индивидуальной симметрии и осуществляется по принципу плотнейшей упаковки составляющих частиц, чем определяется выбор соответствующего пространства для представления структур минеральной группы (см. рис. 3, 4, табл. 3).

С 1950-х годов начинают широко развиваться сейсмические методы изучения структуры земной коры (ГСЗ, МОВЗ, ОГТ, КМПВ и др.), результаты которого представляются в том же геоморфологическом пространстве, что и рельеф земной поверхности. Совсем другое дело, когда мы рассматриваем форму Земли в целом, ее глобальную структуру (см. рис. 43—60). Для этого используются сферические координаты, начало которых помещается в центре планеты. Наконец, в качестве структурного элемента Солнечной системы Земля представляется в гелиоцентрическом пространстве.

Любопытно, что общее число ранговых групп, определенное по этому же критерию для всей Вселенной в целом, соответствует количеству групп химических элементов в таблице Д. И. Менделеева. Ранговая гетерогенность космической материи, очевидно, определяется свойствами химических элементов, распространенных в окружающем нас космосе, где соответственно различаются объекты восьми ранговых групп: *физические поля, квантовая (ядерная, атомная) группа, минеральная, формационная, геоструктурная, глобальная, звездная и галактическая группы структурных единиц*.

Каждый из названных видов пространства представлений имеет пределы своей применимости, при выходе за которые их использование становится нерациональным, и ученые вынуждены выбирать всякий раз новую систему координат, преобразовывать одно пространство в другое, что теоретически представляется вполне допустимым и практически давно реализуется в геологии. А. Пуанкаре [1983, с. 432], в частности, утверждал, что «пространство может быть деформировано по любому закону, лишь бы и наши измерительные инструменты были деформированы в точности по тому же самому закону».

ЭМПИРИЧЕСКОЕ И ТЕОРЕТИЧЕСКОЕ ЗНАНИЕ

Под эмпирическим знанием методологи науки понимают совокупность таких предложений, истинность которых может быть установлена опытным путем, а под теоретическим — знание, связанное с опытом лишь косвенно, полученное из эмпирического знания с помощью определенного метода [Карпович, 1977].

В геотектонике используются как эмпирические, так и теоретические понятия. Согласно В. Н. Карповичу [1977], достаточно ясным критерием отличия этих классов понятий (терминов) служит способ их определения. *Эмпирические понятия, как правило, определяются с помощью непосредственного указания на объекты, входящие в их объем (остенсивно)*. Они служат основой формирования понятий уже на теоретическом уровне.

В. Н. Карпович обращает внимание на то, что при остенсивном определении терминов возникает одна трудность, которая требует некоторых разъяснений. Определяя понятие естественным, или остенсивным, способом (путем непосредственного указания), мы знакомимся с объектами конкретными, чувственно воспринимаемыми, а не с абстрактными. Однако неверно было бы на этом основании считать, что абстрактные по-

пятия нельзя определять остенсивно. «Исследовательская практика показывает, — подчеркивает В. Н. Карпович, — что это постоянно делалось и делается в различных эмпирических науках» (с. 22). Например, А. Лавуазье в предварительном рассуждении к «Начальному учебнику химии» в 1789 г. сравнивал ученого, начинающего впервые изучать какую-либо науку, с ребенком, начинающим познавать окружающую его природу: «...слово „дерево“, данное сперва одному индивиду, становится для него названием класса или рода, абстрактным понятием, которое охватывает все деревья вообще... Эта логика одинакова для всех наук...» [Жизнь науки, 1973, с. 229].

В современной геотектонике остенсивные определения продолжают составлять основу очень многих научных теорий и гипотез. Остенсивно вводимые термины в этих теориях образуют так называемые *базисные понятия* всего языка наблюдений. Все другие понятия вводятся вербально, т. е. их смысл задается не непосредственно, а через связь определенного термина с другими, ранее определенными. Соответствие тех или иных понятий обозначаемым объектам проверяется также посредством представлений, получаемых в результате остенсивного способа обучения, т. е. на основе практической деятельности геолога — составления карт, схем, разрезов и т. п. Этим, вероятно, обусловлены трудности обучения современному языку геотектоники: остенсивный способ обучения (сравнительный, на основе практики) требует большой затраты времени и сил.

Теория, как известно, создается с целью понять все, в том числе и давно известные, факты с помощью построения некоторых удобных в практическом отношении систем. Она рассматривается как некоторое учение, характеризующееся известной систематичностью и организованностью знания. Необходимо учитывать огромное разнообразие теорий как по предмету (объекту) исследования, так и по глубине раскрытия сущности изучаемых явлений. В направлении познания структуры научной теории сделаны лишь первые шаги. По строению и функциям теории разделяют обычно на два больших класса: эмпирические и логико-математические. Эмпирические теории — это теории, непосредственно проверяемые опытом. Их основные положения, по выражению А. Эйнштейна [1967], «навеяны опытом», и выводы, получаемые в них, должны сопоставляться с опытом. Логико-математические теории лишь в самых начальных истоках связаны с опытом.

Эмпирические теории, описывающие наблюдаемые свойства предметов (объектов) и процессов, но не делающие никаких предположений о внутреннем механизме процессов, называются, согласно В. Гейзенбергу [1967], феноменологическими. Они, очевидно, наиболее приемлемы для организации современных знаний о структурных элементах Земли и должны служить основой для объяснительных теорий и концепций в области геотектоники.

У таких теорий весьма велик эмпирический, или фактуальный, базис: в них генерализуется эмпирический материал и выявляются основные закономерности за счет синтеза фактов. Сформулированные законы здесь носят качественный или полукачественный характер. Правила логики и операционные процедуры строго не оговариваются, но в неявном виде используются формальная логика и математика. Исторически — это первые теории в конкретной области классического естествознания, наиболее ранний тип научных теорий, своеобразная основа для создания последующих, еще более совершенных по своей внутренней структуре: математизированных, содержательных аксиоматических теорий естествознания, объяснительных и т. д.

О. С. Разумовский [1983] и В. С. Степин [1972] указывают на весьма сложную организацию теоретического знания в тех случаях, когда речь идет о целой совокупности объектов или таких уникальных и достаточно сложных объектах, каковым является, например, Земля. Здесь, действительно, нет линейной цепочки абстрактных объектов, последовательно конструируемых один из другого, а присутствуют некоторые ус-

ловные системы таких объектов. «Своеобразным каркасом, сцепляющим все эти элементы в единую организацию, служат, — как считает В. С. Степин [1972, с. 163], — фундаментальная теоретическая схема и формирующиеся на ее основе частные схемы, входящие в состав научной теории». В нашем случае такую объединяющую функцию несет на себе ранговая шкала структурных элементов Земли (см. рис. 1, табл. 3, 4), так как она дает возможность представить современные данные о строении нашей планеты и отдельных ее частей в более или менее связанной форме.

С развитием научного познания теории феноменологического типа уступают место объяснительным (нефеноменологическим) теориям, в которых не только отображаются связи между явлениями и их свойствами, но и раскрывается конкретный механизм происходящих при этом процессов.

Описательные теории считаются частными теориями, возникающими на пути к общей фундаментальной теории. Как отмечал еще в 1932 г. А. Эйнштейн [1967], наука не может вырасти на основе только опыта, и при построении науки мы вынуждены прибегать к свободно создаваемым понятиям, пригодность которых можно проверить опытным путем.

Однако *формально-логического пути, который вел бы от эмпирического материала непосредственно к построению теории, не существует*. При построении систем понятий и теорий необходимо строго соблюдать единство содержательной и формальной сторон, чтобы логико-математические приемы не превратились из средства уточнения содержания понятий в способ их формалистического запутывания. Только при соблюдении этих условий формальная логика и математизация знаний могут служить одним из источников прогресса современной науки [Познер, 1977].

По отмеченным выше признакам какая-либо *разовая реформа геологического языка (математическая формализация), которую иногда рассматривают в качестве предварительного и обязательного условия дальнейшего развития геотектоники, очевидно, неосуществима*.

Основополагающими понятиями для систематизации знания в процессе построения теории в естествознании являются идеи. Прежде чем достигнуть статуса истинного научного знания, они должны пройти неоднократно практическую проверку. И даже самые «верные» из идей, как подчеркивают М. Бунге [1967] и многие другие ученые, не приобретают права гражданства в науке до тех пор, пока не будут разработаны и приведены в состояние, допускающее проверку. «Есть безусловный критерий различия научных и ненаучных вопросов, — пишет А. Б. Мигдал [1983, с. 76]. — Ненаучными называются все утверждения, которые не допускают хотя бы принципиальной проверки. Этот критерий вытекает из принципа наблюдаемости».

Правило терминологической однозначности требует, чтобы в рамках данной теории (системы понятий, концепций и т. д.) каждое понятие обозначалось одним-единственным термином [Горский, 1974; Соловьев, 1975; Тектоника..., 1976]. Однако для целой отрасли знания (или для какой-либо одной науки в целом) это правило вовсе не является обязательным. В различных разделах, а также в разных теориях и гипотезах геотектоники, в частности, используются одни и те же термины для обозначения совершенно разных понятий. В этом смысле однозначность терминов относительна: она должна соблюдаться только в рамках конкретной понятийной системы, относящейся к конкретной теории, или научному направлению, но не ко всей науке в целом.

Фундаментом любой терминологической работы, согласно В. А. Соловьеву [1975], является именно анализ всей системы понятий, так как в каждой области знания, особенно на ранних этапах развития науки, реально существует не единственная, а несколько конкурирующих систем (теорий, гипотез). Чрезмерное стремление унифицировать все термины конкретной науки (скажем, всей геотектоники в целом) с помощью формального анализа терминов не всегда может оказаться полезным: *сначала,*

видимо, нужно решить задачу построения и совершенствования самих систем понятий в содержательном плане. История геотектоники знает немало случаев использования при характеристике нового явления терминологического языка старых понятий. По этой причине по мере углубления знаний в конкретной науке всегда возникает несоответствие между старыми понятиями и представлениями и новыми открытиями и явлениями. Этот процесс ограничения, или уточнения, старых понятий и способов исследования, а также «создания новых является необходимым условием прогрессивного развития науки» [Познер, 1977, с. 27].

Опыт работы над тектонической терминологией [Справочник..., 1970; Тектоника..., 1976; Соловьев, 1975; и др.] показал, что практически невозможно привести термины в некую единую систему без предварительного четкого обособления самих понятий, относящихся к разным теориям и геотектоническим концепциям. Каждый термин связан определенными отношениями с другими, а тем самым — с конкретной системой, компонентом которой он является.

СИСТЕМАТИКА ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ СТРУКТУРНЫХ ЕДИНИЦ И ЦЕЛЕВЫЕ ИХ КЛАССИФИКАЦИИ

Любые классификации, относящиеся к природным объектам, в том числе и классификации структурных элементов Земли (фундаментальных объектов нашей науки), предназначаются для того, чтобы упорядочить знания об изучаемых объектах. «Ученый должен систематизировать; наука строится из фактов, — писал А. Пуанкаре [1983, с. 91—92], — как дом из кирпичей; но простое собрание фактов столь же мало является наукой, как куча камней — домом». Он был убежден в том, что «...голые факты не могут нас удовлетворить; иными словами, нам нужна наука упорядоченная, или, лучше сказать, организованная».

В формально-логическом отношении все классификации природных объектов представляют собой некоторые специализированные относительно целей исследования системы. Этим и определяется их множественность: число таких классификаций может быть бесконечным. Однако при этом очевидно, что среди принципиально неограниченного количества мыслимых классификаций не все равноценны и в равной мере пригодны для решения достаточно широких спектров научных задач. Одни из них ориентированы только на выполнение узкоспециализированных функций, другие охватывают более широкий круг явлений, представляющих интерес для многих специалистов.

Наиболее общие классификации, построенные на основе структурно-вещественных критериев, имеющих максимально широкое значение для решения сравнительно большого круга научных и практических задач, уже давно выделены в естествознании под названием единая систематика (синонимы: общая, естественная, общенаучная систематика). Классификационные единицы общей систематики различаются либо по составу (состоят из других элементов), либо по структуре (образуют разные формы связей элементов в пространстве).

Конечно, с позиции формальной логики общая систематика фундаментальных объектов науки и все целевые их классификации равноправны. Это ясно из определения самой формальной логики, которая «есть не что иное, как учение о свойствах, общих для всякой классификации» [Пуанкаре, 1983, с. 449]. Систематики фундаментальных объектов, как и целевые классификации, создаются по законам формальной логики и с определенной целью. В геотектонике с помощью общей систематики структурных элементов решается, например, задача объемного расчленения земной коры и Земли в целом на составляющие части. Общая систематика и целевые классификации, таким образом, различаются не формально, а содержательно. Это отмечалось ранее В. И. Драгуновым [1971], обратившим внимание на то, что в формальном отношении процедуры по-

строения общей систематики и целевой классификации объектов не различаются и являются процедурами классификационными.

Выделение одной из многочисленных и в формально-логическом плане равноценных классификаций в разряд ведущей — лишь необходимый методологический прием, имеющий тем не менее общенаучное значение. Оно сравнимо с так называемой комплексной предметизацией объекта, которая заключается в том, что в фундаментальном объекте, общем для многих дисциплин, выделяются отдельные «срезы» и «стороны» — предметы анализа для разных разделов науки, специализированных согласно своим собственным целям и методам исследований. Благодаря этому приему, широко распространенному в классическом естествознании, во-первых, становится возможным комплексное, междисциплинарное видение одного и того же объекта, во-вторых, обеспечивается «сохранность» объектов исследования независимо от постоянно изменяющихся представлений об этих объектах, их генезисе и т. п. Сравнительный анализ общих и целевых классификаций показывает, что практически каждая узкоспециализированная классификация в явном или не явном виде строится на основе общей. Общая систематика — это видовая классификация самих «вещей», т. е. фундаментальных объектов данной науки, тогда как все прочие специализированные (целевые) классификации — это классификации «отношений» и «свойств».

В естествознании хорошо известен принцип единства логического и исторического, согласно которому теория строения объекта отражает в обобщенном виде историю его развития [Кедров, 1974; Дюфур, 1981]. С помощью структурных моделей конкретных объектов и общей их систематики во всех науках даются наглядные ответы на фундаментальные генетические вопросы: «что» из «чего» образуется и «что» во «что» превращается. *Структурные методы являются необходимой составной частью всех историко-генетических исследований.* В частности, структурный подход к изучению объектов геотектоники нередко выступает предпосылкой к познанию их генезиса (по структуре объекта воссоздается его генезис). Бывает и так, что от исследования процесса возникновения и становления объекта геологи неизбежно приходят к познанию его строения, т. е. выявляют новые объекты своей науки путем решения *обратной задачи генетического естествознания.* Так впервые были обнаружены, например, плитные тектонические комплексы в чехле Европейской платформы, некоторые геоструктурные области земной коры разного типа. Новые объекты в таких случаях обособляются сначала как определенные стадии в развитии объектов более крупного ранга. История естествознания знает много других примеров того, как генетический и структурный подходы неизбежно соединялись, хотя первоначально в исследовании преобладал либо тот, либо другой.

Признание за структурно-вещественным подходом в геотектонике преимущества проверяемости по природным оригиналам [Косыгин, Соловьев, 1969] не означает отрицания самого факта исторического развития структур. Мысль о связи генезиса и структуры представляется правильной. Более того, *решение генетических вопросов — конечная и, возможно, самая важная цель всех естественных наук.*

РАНГОВАЯ СИСТЕМА СТРУКТУРНЫХ ЕДИНИЦ ЗЕМЛИ КАК ОСНОВА ОБЩЕЙ ТЕОРИИ ЕЕ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ

Интеграция и взаимное проникновение наук в процессе познания позволяют постепенно превратить конгломерат накопленных знаний об отдельных сторонах объекта в целостную систему. Это способствует упорядочению знания, делает его «удобным» для решения сложных практических задач.

Системный подход к изучению природных объектов предполагает ясное осознание первостепенной важности взаимодействия частей в конструировании целого. Задача системного исследования состоит в том,

Корреляция ранговых единиц,

В. И. Драгунов, 1971	Л. И. Красный, 1977	В. Ю. Забродин, В. А. Кулындышев, В. А. Соловьев, 1978
Атомы Молекулы Минералы Горные породы	Локальная группа подразделений	Химические элементы Элементарные ячейки Минералы Минеральные агрегаты Порода
Формации (парагенерации) Парагенезы формаций		Парагенерации Геоформации Ряды формаций
	Региональная группа подразделений	Геокомплексы Платформенные системы
Оболочки планет	Глобальная группа тектонических подразделений	Геосферы
Планеты		Планетные ассоциации

чтобы объяснить свойства и особенности поведения целостного объекта, исходя из специфики его элементов, особенностей взаимодействия между ними. Как отмечают С. А. Захаров и В. К. Кучай [1978], системный подход базируется на том, что специфика такого сложного объекта, каким является Земля, не исчерпывается особенностями составляющих ее элементов, а коренится прежде всего в характере связей и отношений между определенными элементами. Системные исследования имеют целью выявление механизма функционирования объекта в его внутренних и внешних характеристиках. Собственно, и раньше любому геологу чаще всего было известно, что изучаемые им объекты состоят из компонентов (частей, элементов). Однако в целом геологические науки занимались преимущественно изолированным изучением отдельных ранговых групп элементов Земли (минеральных, формационных, геоструктурных или глобальных), а исследование их совместного действия оставалось на втором плане.

При системном подходе особый акцент делается не на том, что целое состоит из частей, а на том, что свойства целого определяются взаимодействием его частей, на взаимодействии элементов как причине наличия у целого свойств, не имеющих у его элементов. *Физические свойства многих геологических объектов, как известно, не сводимы к простой сумме свойств составляющих их элементов.* Так, горные породы различного вида (аркозовый песчаник, гранит, известняк и др.) имеют свойства, которые не могут быть описаны перечислением свойств составляющих их минералов и указанием вида их соотношений в породе. Виды минералов, в свою очередь, обладают свойствами, не сводимыми к свойствам составляющих их атомов и молекул. Без предварительного рассмотрения связей и отношений между всеми элементами, входящими в состав земной коры и Земли в целом, практически невозможно провести ее объемное расчленение, четко выделить виды объектов исследования, построить их общую систематику и т. д. Возможно, по этой причине за последнее десятилетие в геологических дисциплинах, как пишет об этом Ю. Е. Погребницкий [1981, с. 150], «...ярко обозначилась тенденция модернизации

обособляемых разными авторами

В. Е. Ханн, 1979	О. А. Вотах		
	Уровни		Виды элементов
	Группа	Ранг	
Минералы Горные породы	Атомарный		Химические элементы
	Минеральная	1	Молекулы
		2	Минералы
3		Породы	
Структурные подъярусы Структурные ярусы	Формационная	4	Наборы пород (фаций) Геоформации
		5	
Подкомплексы		6	Формационные комплексы
Комплексы Надкомплексы	Геоструктурная	7	Тектонические комплексы Слои земной коры Геоструктурные области
		8	
		9	
Оболочки Земли	Глобальная	10	Глобальные зоны геосфер Геосферы Сегменты планеты
		11	
		12	
	Планетарный		Земля

их основ в свете системного анализа в масштабах Земли. Стала реальной и перспектива объединения наук о Земле в особую область знаний, где роль ствола, связывающего разные ветви геологии, геофизики и геохимии, предназначается, по общему мнению, геотектонике». «...Если сегодня контуры и содержание будущей геотектоники в целом предсказать трудно, то ее основа в виде ранговой классификации структурных элементов представляется наиболее вероятной».

Необходимость создания строго определенной, т. е. построенной по четким критериям, единой системы разноранговых элементов Земли в настоящее время стала, по-видимому, очевидной для многих геологов.

Не следует думать, что задача нахождения рациональных и объективных критериев для создания единой ранговой системы структурных элементов Земли будет легко и быстро полностью решена. Мы ведь имеем здесь дело с принципиально новым подходом к изучению старых объектов, предполагающим длительный и трудный переход от традиционно раздельного рассмотрения структуры и вещества к исследованию всей системы разноранговых элементов. С самого начала системный подход к изучению строения нашей планеты и отдельных ее элементов (главных объектов различных наук) открыл исключительно широкую перспективу коллективных исследований, проводимых конкретно и в соответствии со строго определенными в каждой науке целями.

С. И. Шерман [1981, с. 163], например, считает, что ранговая систематика даже на современном уровне наших знаний может служить их общей структурной основой, так как она «...позволяет систематизировать данные о составе и структуре основных геотектонических объектов Земли». Общая ранговая систематика структурных элементов Земли сначала разрабатывалась как концепция уровней иерархии, т. е. без акцентирования внимания на том, по каким именно критериям подобная шкала создается (табл. 4). Это последнее обстоятельство незамедлительно вызвало вполне обоснованную критику и серьезные возражения со стороны целого ряда ученых [Воронин, Еганов, 1972; и др.].

Эволюция представлений о ранговой соподчиненности геологических объектов достаточно полно отражена в специальном справочнике «Иерархия геологических тел» [1978]. Единицы ранговой систематики — это одновременно и фундаментальные объекты многих наук о Земле, а не только геотектоники (см. рис. 1). История их обособления рассмотрена в следующих главах этой книги.

Представленная в табл. 3 и 4 ранговая система в целом тоже появилась не сразу. В 1940—1959 гг. В. И. Поповым были выделены, в связи с необходимостью определить положение объектов учения о геологических формациях, ряды «естественных единиц», изучаемых разными геологическими дисциплинами. Позже Н. С. Шатский пришел к выводу, что в наложенных минеральных массах земной коры необходимо и достаточно различать такие единицы (в скобках указан их ранговый номер по шкале, представленной на рис. 1 и в табл. 3 и 4): горные породы (3), отложения различных генетических типов (4), формации (5) и формационные ряды (6). А. А. Богданов [Богданов и др., 1963] продолжил этот иерархический ряд, обособив в качестве тектонических единиц: подэтажи (5), структурные этажи (6), структурные комплексы (7) и мегакомплексы (8). Затем появились иерархические ряды других авторов (см. табл. 4).

Поначалу ранговые единицы и иерархические ряды выделялись без указания критериев определения ранга объектов, т. е. на основе одного только опыта. Они не представляли собой определенных систем в строгом смысле этого слова. Системы ранговых элементов Земли стали намечаться относительно недавно.

Иерархические системы, как и любые другие теоретические конструкции, должны проверяться не только на логическую непротиворечивость. Они должны прежде всего соответствовать фактическому материалу, имеющемуся в конкретной области знания, проверяться на практическую пригодность их для решения задачи объемного расчленения Земли.

Вопрос о возможном количестве элементов в общей ранговой системе можно решить и дедуктивным путем. Но и тогда принципы, положенные в основу такого теоретического построения, должны быть приведены в соответствие со всем имеющимся фактологическим материалом.

Для построения ранговой системы использовано общее для всех фундаментальных объектов геотектоники свойство: *обладая собственной внутренней структурой, каждый элемент Земли, в свою очередь, сам является элементом в структурах более высокого ранга*. Этот многократно повторяющийся в наблюдениях научный факт вполне можно возвести в принцип ранговой соподчиненности (напомним здесь, что не любой единичный факт, а только многократно повторяющийся может быть использован в теориях как эмпирический закон). Согласно принципу ранговой соподчиненности структурных элементов Земли, *любые элементы, входящие в состав более крупных, считаются элементами меньшего ранга*. В общем случае элементы меньшего ранга — это всегда объекты, с помощью которых описывается структура любых других более крупных образований. Общая систематика фундаментальных объектов Земли построена по результатам конкретного анализа их внутреннего строения методом сравнительной тектоники элементов разного ранга. Главнейшими подразделениями систематики являются ранговые группы структурных элементов — минеральная, формационная, геоструктурная и глобальная (см. табл. 1, 3). Они различаются между собой тем, что выделяются в разных системах координат изучаемого пространства.

Критерии обособления элементов и физическая природа границ в разных ранговых группах различны, так как входящие в их состав объекты в целом обладают совершенно разными физико-химическими свойствами. Однако все элементы, несмотря на разную их природу, образуют единый ряд (1—12 в табл. 3, 4 и на рис. 1) по общему для всех закону ранговой соподчиненности структур, согласно которому предыдущий элемент ряда имеет меньший ранг лишь только потому, что он может использоваться для описания внутренней структуры или состава всех последующих.

По заключению Ю. Е. Погребницкого [1981, с. 151], предлагаемая процедура убедительно обоснована методологически и привлекательна своей простотой, а также геологически традиционным содержанием сравнительных характеристик, свидетельствующих о том, что различия между ранговыми группами столь разительны, что можно быть уверенным в безошибочности этого первого шага.

Объекты разных ранговых групп обладают разными типами природной симметрии своих тел. Не только их форма, но и внутренняя структура описываются по-разному: в минеральной группе — по кристаллохимическим координатам, совмещенным с осями симметрии каждого объекта, в формационной — по стратиграфическим координатам, в геоструктурной — по геоморфологическим координатам земной коры, а в глобальной — по сферическим координатам земного шара. Каждая ранговая группа характеризуется своим собственным порядком пространственного расположения элементов в природе, которым и предопределяется выбор соответствующего вида пространства для их представления.

Каждую ранговую группу можно рассматривать и как самостоятельный вид пространственной организации вещества. Замечено, что такие виды пространственной обособленности объектов в какой-то мере отражают последовательность пространственных состояний структурных элементов. Эта последовательность достаточно четко прослеживается по ранговым группам элементов Земли. В минеральных объектах (сюда включаются молекулы и радикалы, кристаллы и минеральные агрегаты) явно преобладают внутренние силы химических соединений и кристаллических решеток. Именно эти силы обеспечивают структуру и форму данных объектов (см. гл. III, рис. 2—5). В формационных структурах отчетливо видно преобладающее влияние гравитационных и тепловых (в случае магматических и метаморфических формаций) полей. В геоструктурной группе объектов начинает сказываться влияние тех механических напряжений, которые в земной коре развиваются и сопровождаются обычно процессами метаморфизма и складчатости. Здесь уже нет строгой возрастной последовательности в образовании элементов — тектонических комплексов, слоев земной коры и геоструктур (см. гл. V, рис. 24, 36). Наконец, глобальные элементы являются непосредственной составной частью земного пространства, его гравитационного и теплового полей. Эти элементы полностью подчинены общей симметрии планеты, и их свойства находятся в прямой зависимости от распределения плотности, давления, температуры и других параметров в ее недрах (см. гл. VI, рис. 43, 60).

При переходах от одного ранга к другому отмечают весьма существенные изменения в структуре объектов. В последовательном ряду ранговых элементов с каждой такой ступенью возникают качественно новые свойства, связанные с так называемым «эффектом ансамбля» [Сичивица, 1975]. Суть их состоит в том, что структуры следующих рангов в каждом случае проявляют свойства, которые не были присущи ни одному из структурных элементов предыдущего ранга (у молекул появляются свойства, не характерные для атомов, из которых они состоят, свойства горных пород не сводимы к простой сумме свойств порообразующих минералов и т. д.). Такие новые свойства называются также эмергентными (от латинского «возникаю»). На границах ранговых групп обнаруживается максимальная эмергентность: важнейшие свойства минеральных, формационных, геоструктурных и глобальных элементов имеют принципиально различную физико-химическую природу.

Ранговую шкалу структурных элементов Земли, по-видимому, целесообразно представлять в традиционной форме, напоминающей другие шкалы. Последние, как известно, создаются для того, чтобы иметь возможность с их помощью что-то оценивать, измерять, сравнивать и приводить в единую систему. Единая ранговая шкала структурных элементов Земли в этом плане тоже имеет свое определенное назначение. Она представляет собой, по сути дела, *общую шкалу структурной гетерогенности материала Земли*. Две функции этой шкалы, или системы,

представляются в настоящее время наиболее важными. Во-первых, с ее помощью можно оценивать относительную структурную гетерогенность как любого конкретного объема Земли (отдельных ее структурных элементов или их частей), так и всего ее материала в целом. Во-вторых, единая ранговая шкала является удобным инструментом для представления в систематизированном виде известных данных о составе и структуре всех геологических объектов. В этом отношении функция ранговой шкалы в какой-то мере аналогична той объединяющей и систематизирующей функции, которую выполняет единая стратиграфическая шкала в представлении материала по геологическому строению земной коры.

Геологам хорошо известно, что в любой конкретной области все подразделения общей стратиграфической шкалы (от современных отложений до архея) никогда не присутствуют вследствие широкого распространения в слоистых толщах стратиграфических перерывов. Единая стратиграфическая шкала, таким образом, относится ко всем геологическим объектам одновременно, но полностью ни в одном из них не реализуется. С такой же ситуацией приходится сталкиваться при практическом применении ранговой шкалы к конкретным тектоническим структурам Земли, на что обращали внимание Д. В. Рундквист [1971], С. А. Захаров и В. К. Кучай [1978]. Они заметили, в частности, что каждая более глубокая геосфера Земли не имеет в своем составе всех ранговых структур, характерных для земной коры. Д. В. Рундквист [1971], например, отмечает, что вверх и вниз от земной поверхности уровень структурной организации образований, слагающих оболочки, симметрично понижается (см. табл. 17).

В земной коре общая ранговая шкала тоже полностью не реализуется: глобальные элементы Земли не являются составными частями коры. В связи с этим следует особо подчеркнуть, что *единая ранговая шкала характеризует структурную гетерогенность всей Земли в целом*, относится к полному множеству всех ее структурных элементов. В разных частях Земли, в конкретных ее структурах те или иные подразделения единой ранговой шкалы могут отсутствовать. Такое явление разрыва в ранговой последовательности, резкое нарушение непрерывности рангового ряда, связанное с изменением структурной гетерогенности вещества в разных элементах или частях Земли, возможно, следует называть ранговой дискордантностью. На наличие ранговой дискордантности в геологических объектах впервые было обращено внимание, по-видимому, при изучении внутреннего строения руд и горных пород. Известно, что аморфные вещества (опал, стекла, флюиды, разнообразные конкреции и жилы, сложенные некристаллическим веществом) иногда соседствуют непосредственно с телами горных пород. Четкие отношения соседства между объектами, характеризующимися различной структурной гетерогенностью, а также их совместное вхождение в качестве элементов в состав породных парагенезов заставляют относить прослойки аморфных тел к тому же рангу, что и горная порода. Поскольку они сложены не отдельными минералами, а аморфным наполнителем, их называют «перескакивающими» сразу с молекулярного уровня структурной гетерогенности на породный, или «диспергитами». Ранговая дискордантность, таким образом, проявляется как резкая несогласованность внутреннего строения данного элемента со структурной гетерогенностью соседних.

Будучи формально по критериям построения негенетической системой, ранговая шкала структурных элементов Земли заключает в себе все же глубокий генетический смысл. В ней в явном виде представлена полная система объемных структурных единиц Земли, с эволюцией которых так или иначе связаны все основные физико-химические процессы и геологические события, происходившие в истории нашей планеты. *Ранговая шкала дает предельно ясный ответ на вопрос первостепенного генетического значения: «что из «чего» в земной коре и в Земле образуется?»* Эта шкала имеет еще по крайней мере две важные функции. Во-первых, с ее помощью можно оценивать *относительную структурную гетерогенность*

любого конкретного объема Земли и всего ее материала в целом. Во-вторых, единая ранговая шкала является удобным *теоретическим инструментом для представления в систематизированном виде всех знаний о фундаментальных объектах геотектоники.*

Вне системного подхода, без упорядочения разрозненных данных и без четкого разделения научных задач ориентироваться в науках о Земле и особенно в геотектонике стало в настоящее время практически невозможно. Ранговая шкала структурных элементов Земли в этом плане выполняет немаловажную объединяющую функцию.

Глава III

ЭЛЕМЕНТЫ МИНЕРАЛЬНОЙ ГРУППЫ — НАИМЕНЬШИЕ СТРУКТУРНЫЕ ЕДИНИЦЫ ХИМИЧЕСКОГО И ПЕТРОЛОГИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ЗЕМЛИ

Мельчайшими структурными единицами вещества Земли являются атомы (химические элементы), молекулы, минералы и минеральные агрегаты, или горные породы. Каждый из этих разноранговых объектов строго отвечает приведенному во второй главе системному определению понятия *структура*. Химические элементы, молекулы, минералы и горные породы уже давно обособлены в качестве фундаментальных объектов и детально изучаются в специальных разделах естествознания — в химии, минералогии, петрографии и др. (см. рис. 1). В геотектонике эти объекты рассматриваются, во-первых, потому, что они являются структурными элементами Земли, на основе которых создаются геохимические и петрологические модели ее строения. Во-вторых, знания об этих наиболее полно и всесторонне изученных структурных единицах служат примером классического подхода к объемному структурному расчленению природных объектов и к построению их видовых классификаций. В этой работе мы коснемся только той стороны общей характеристики атомов, молекул, а также минералов и горных пород, которая имеет непосредственное отношение к сравнительной тектонике элементов Земли разного ранга.

МЕЛЬЧАЙШИЕ СТРУКТУРНЫЕ ЕДИНИЦЫ ХИМИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

Атомы представляют собой самые мелкие структурные элементы среди тех, которые могут быть выделены в статическом пространстве. ими определяется нижний предел структурно-вещественной расчлененности всех других структурных единиц. Сами атомы в этом плане (имеется в виду фиксированное во времени пространство) являются далее неделимыми единицами. И мы вправе принимать их за исходный элемент в последовательном ряду ранговых преобразований структурных элементов Земли.

История обособления атомов и молекул тесно связана с историей химии, историей создания атомно-молекулярной теории. Основные сведения по данному вопросу приведены в неоднократно издававшихся «Основных законах химии» Б. В. Некрасова, в «Истории химии» М. Джауа и других изданиях. С точки зрения атомистической теории химический элемент рассматривается как вид атомов, характеризующийся определенной совокупностью свойств. В результате сочетания однотипных атомов образуется простое вещество, а сочетание разных атомов дает сложное веще-

ство — химическое соединение. Соответственно этому различаются простые и сложные молекулы. Скопление атомов и молекул, когда физические и химические свойства каждого компонента сохраняются неизменными, обычно называют смесью веществ, тогда как чистым веществом называют вещества, состоящие из элементов только одного вида: однотипных атомов, молекул и т. д. Становление классических представлений о химическом строении веществ связано с именами А. Л. Лавуазье (1743—1794), Д. Дальтона (1766—1844), А. Авогадро (1779—1848), И. Я. Берцелиуса (1779—1848). Этот этап в истории химии во многом напоминает современный этап в развитии теоретической геотектоники. Тогда в химию под названием «теория химического строения» вводились ставшие теперь классическими структурные представления о фундаментальных объектах этой науки и начиналась разработка общей систематики этих объектов (простых и составных химических тел, или атомов и молекул).

А. Л. Лавуазье усовершенствовал химический язык и терминологию, уточнил фундаментальные понятия науки (о химических элементах, составных и элементарных частях изучаемых тел), практически применил остенсивный способ (путем указания на объект) определения класса и рода объектов, возвел постоянную проверку опытом в обязательный и решающий критерий достоверности получаемого знания.

Д. Дальтон в своей «Новой системе химической философии» (1808—1840 гг.) развил атомную теорию строения химических соединений, внося тем самым ясный структурный смысл в разноранговые химические объекты (простое и составное тело). Поучительным является его высказывание по вопросам терминологии: «...Я не упорствую в этих вопросах, так как очевидно, что если система, которой я следую, будет принята, то за этим последует общий пересмотр номенклатуры» [Цит. по кн.: Жизнь науки, 1973, с. 236]. Напомним, что в химии до начала XIX в. царил такой же понятийный и терминологический хаос, как в геотектонике на этапах ее становления (см. табл. 2). Он был обусловлен отсутствием единой системы изучаемых объектов и безудержной фантазией тех деятелей науки, которые не были особенно склонны к конкретным знаниям.

Впервые понятие о молекуле как о частице, состоящей из нескольких атомов, появилось в начале XVII в. в работах П. Гассенди. П. Гассенди был приверженцем атомистического учения Эпикура и считал, что тела состоят не из первичных атомов, а из их соединений — «молекул» (от moles — масса).

Представление о молекулах как о мельчайших частицах вещества, способных к устойчивому самостоятельному существованию, ввел в науку в 1811 г. А. Авогадро. Он, как известно, предложил гипотезу, которую впоследствии стали называть законом Авогадро: при одинаковых внешних условиях в равных объемах всех газов содержится равное число молекул. Несколькими годами позже, в 1814 г., И. Я. Берцелиус ввел сокращенные обозначения химических элементов начальными буквами из латинских названий. Любопытно, что ни гипотеза Авогадро, ни знаки Берцелиуса не были приняты современниками. Представление о молекуле получило общее признание лишь после состоявшегося в 1860 г. международного съезда химиков. С того времени молекула стала пониматься как мельчайшая электронейтральная частица вещества, участвующая в его химических реакциях.

Структурная теория строения вещества и стереохимия получили полное признание в связи с выявлением способа, которым атомы связаны между собой в молекуле. Структурный подход к изучению молекул приходится на период, который начинается с появления в 1869 г. известной системы химических элементов Д. И. Менделеева. Это время, как утверждают историки химии, было началом золотого века в развитии этой науки, продолжающегося до настоящего времени.

А. М. Бутлеров (1828—1886) был первым, кто понял, что структура вместе с составом определяет физические и химические свойства молекул. Он ввел термин *структура* (син.: химическая структура, химическое

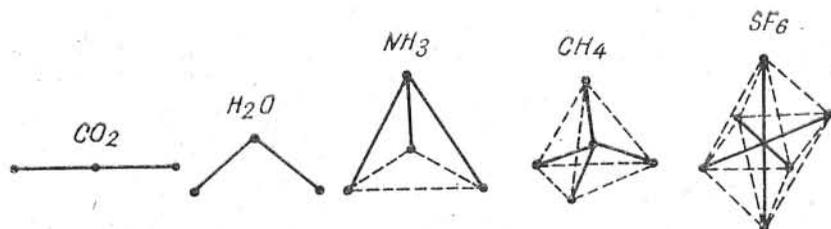


Рис. 2. Равновесные конфигурации многоатомных молекул [по Краснову, 1984].

строение) для обозначения взаимной связи между атомами. Однако А. М. Бутлеров для изображения строения молекул пользовался только их структурными формулами, не вникая в слишком сложную для того времени проблему установления расположения атомов в пространстве — в стереохимию. Становление последней связано с именами Л. Пастера (1822—1895) и Я. Г. Вант-Гоффа (1852—1914). В настоящее время имеется ряд методов, позволяющих устанавливать строение молекул (рис. 2). Существуют два вида определения молекулы: химическое и физическое (структурное). В химическом аспекте молекула понимается как наименьшая частица данного вещества, обладающая его основными химическими свойствами, способная к самостоятельному существованию и состоящая из одинаковых или различных атомов, соединенных в одно целое химическими связями.

В физическом, или структурном, смысле молекула — это совокупность ядер и электронов, способная существовать в физическом вакууме неопределенно долгое время без самопроизвольного распада на меньшие структурные единицы. Считается, что физическое понятие молекулы может быть введено достаточно строго только для газо- и парообразного состояний при очень малых концентрациях, когда энергии взаимодействия между отдельными молекулами пренебрежимо малы по сравнению с энергиями взаимодействия ядер и электронов внутри отдельных молекул.

Типы строения вещества и виды выделяемых в нем атомных и молекулярных структур в значительной мере зависят от физического состояния этих объектов. Ранговая гетерогенность вещества в разных его физических состояниях различна. Н. П. Юшкин [1971] отмечает, что от атома к минералу растет общая упорядоченность элементов в структурах (рис. 3). Наиболее резкий скачок в изменениях структурных свойств, характера действующих сил и законов их функционирования (динамики структур) наблюдается при переходе к кристаллическим системам, что выводит минералы в разряд узловых, главных объектов данной ранговой группы. Структуры молекул в жидких кристаллах, аморфных телах, жидкостях и газах становятся все менее и менее стационарными. Фиксированность их элементов в пространстве по мере перехода от полнокристаллических образований к газам постепенно уменьшается вплоть до полного исчезновения. Получается, что молекулы в кристаллах приобретают новую форму и выступают здесь уже как «элементарные ячейки», которые по сути своей тоже являются наименьшими частицами данного вещества.

Исследование закономерностей в распределении химических веществ в теле Земли и поведения атомов и молекул при различных природных физико-химических условиях относится к геохимии. Существует несколько определений этой науки. Наиболее полным считается определение В. И. Вернадского [1983, с. 14], согласно которому «геохимия в целом научно изучает химические элементы, т. е. атомы земной коры и насколько возможно — всей планеты. ... Она резко отличается от минералогии, изучающей в том же пространстве и в том же времени истории Земли лишь историю соединений атомов—молекул и кристаллов». Среди разделов геохимии можно назвать глобальную геохимию (геохимию геосфер), геоструктурную геохимию (геохимию отдельных областей земной коры)

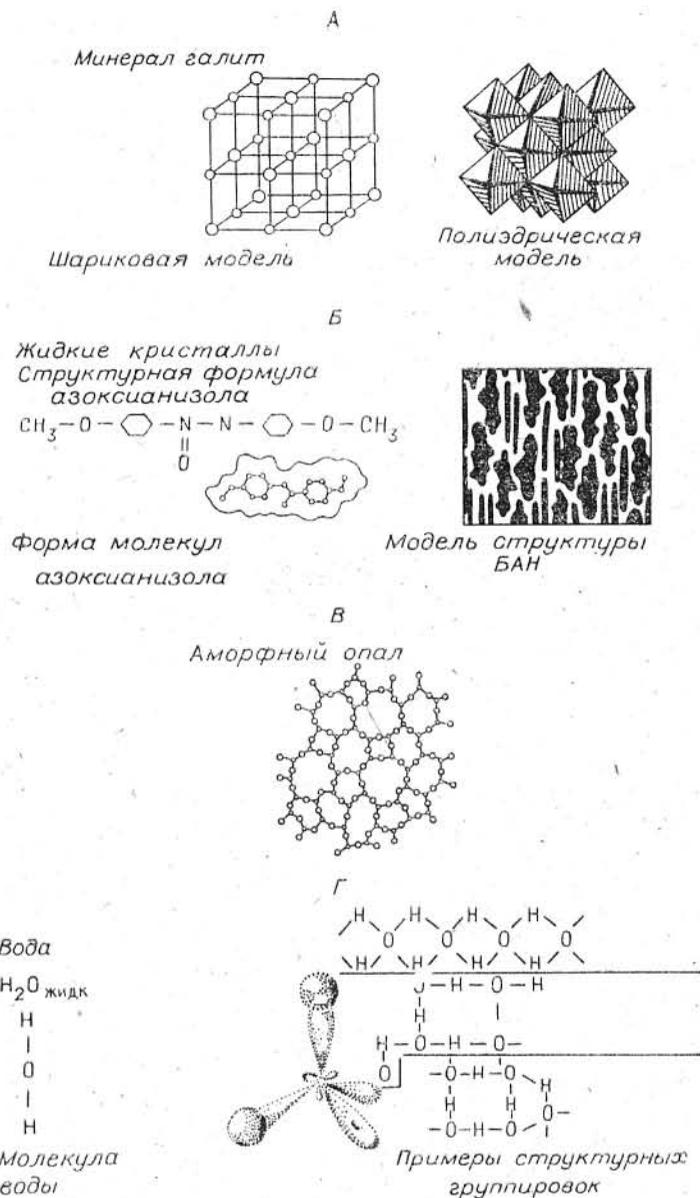


Рис. 3. Примеры различных структурных построек из атомов и молекул [по Юшкину, 1971].
А — минералы (твердые кристаллы); Б — жидкие кристаллы; В — аморфные тела; Г — жидкости.

и геохимию формаций (геохимию различных участков земной коры, по терминологии А. А. Саукова [1966]). «В этом отношении,— отмечал А. А. Сауков,— объекты геохимии в значительной мере совпадают с объектами минералогии и петрографии, но геохимия подходит к изучению их с иной точки зрения». Отличие геохимии от этих смежных с ней наук состоит в том, что «для геохимии, изучающей поведение отдельных атомов, минералы и горные породы являются лишь отдельными этапами на длинном историческом пути атомов на Земле» [Сауков, 1966, с. 11]. К этому следует добавить, что атомы участвуют в структурно-вещественном преобразовании не только молекул и горных пород, но и всех других более крупных элементов Земли вплоть до глобальных. Длинный путь «движения атомов» через объекты разного ранга (минералы, породы и т. д.) ока-

зывается разбитым этими природными объектами на отдельные дистанции (см. рис. 1, табл. 3, 4).

В зависимости от ранга апробируемого объекта в геохимии различаются глобальные, региональные и локальные параметры распределения химических элементов. Глобальными геохимическими параметрами характеризуется глобальная группа структурных элементов Земли. Региональные параметры распределения химических элементов определяются по различным участкам (провинциям) земной коры. Они связаны с объектами геоструктурной группы Земли и являются основой для изучения характера распределения химических элементов, например, в различных тектонических комплексах. Локальные геохимические параметры характеризуют особенности распределения химических элементов в объектах формационной группы: в интрузивных и осадочных комплексах, эффузивных сериях, в геологических формациях разного вида.

В сферу геохимических исследований, таким образом, вовлечены структурные элементы чрезвычайно широкого диапазона рангов — от атомов до планеты включительно.

НЕКОТОРЫЕ СВЕДЕНИЯ О ВИДОВОЙ СИСТЕМАТИКЕ МИНЕРАЛОВ

Минералы как фундаментальные объекты естествознания все-сторонне и подробно рассматриваются в минералогии и кристаллографии, которые обособились в самостоятельные науки значительно раньше геотектоники [Поваренных, 1966; Годовиков, 1975; и др.]. Нас эти объекты интересуют прежде всего как структурные единицы, из которых сложены все более крупные элементы Земли: горные породы, фации и т. д. История минералогии дает хороший пример того, как тесно развитие науки о природных объектах связано с систематикой этих объектов. Систематика минералов была разной в разные этапы развития этой науки. Она динамично менялась по мере того, как изменялись представления о наиболее существенных признаках минералов.

Основным содержанием минералогических исследований до начала XIX в. являлось детальное изучение главным образом физических свойств и морфологии минералов, благодаря чему этот начальный период минералогии называется физико-морфологическим, физическим.

Первые классификации минералов создавались не по структурным и вещественным характеристикам, а по наиболее «впечатляющим» физическим свойствам этих объектов. В основу широко известной в свое время классификации А. Г. Вернера (1750—1817), например, были положены наружные признаки минералов. Второй этап в развитии минералогии по основному содержанию полученных результатов назван химическим. Он ознаменовался решительным проникновением на рубеже XVIII и XIX вв. методов и идей химии в минералогию, переходом от качественного к количественному анализу минералов. В результате этого в значительной мере была познана вторая важная сторона природы минералов — их химический состав. Среди наиболее известных представителей химического направления в минералогии называют И. Я. Берцелиуса, а также Э. Митчерлиха (1794—1863), установившего в 1819 г. явление изоморфизма и в 1821 г. — полиморфизма.

Систематика минералов на химической основе зарождалась внутри и на базе старых классификаций. При этом часто возникали научные дискуссии о том, какой должна быть систематика природных объектов по форме и на каких основаниях ее следует строить. Отвечая на эти вопросы, в 1798 г. В. М. Севергин, в частности, писал: «Чем тверже основание, на коем утверждена система, тем основательнее будут познания через оную приобретаемые; а как нет ничего столь надежного и точного, как признаки, обретающиеся в самом веществе тел, то и никакая иная система столь основательна и постоянна быть не может, кроме той, которая основана

на таковых признаках, не примешивая к тому ничего постороннего, временного и токмо вероятного!» [Цит. по кн.: Поваренных, 1966, с. 17]. В. М. Севергину было известно, что по химическим признакам (веществу) наилучшим образом определяются классы и роды минералов, т. е. самые первые ступени систематики минералов. *Виды минералов*, согласно В. М. Севергину (Там же), определяются «по различному смешению составляющих частей и по явлениям и переменам, от сего смешения происходящим, присовокупляя к тому все их наружные признаки».

Эти высказывания, как и сама история классификаций минеральных объектов, свидетельствуют о том, что по мере выявления у минералов новых существенных классификационных признаков старые классификации, как правило, полностью не отбрасываются. Систематика объектов вследствие этого постепенно приобретает многоступенчатый и разноплановый характер за счет того, что в нее включаются практически все рациональные элементы предшествующих классификаций.

Начало современного *кристаллохимического этапа* развития минералогии относится к 20-м годам текущего столетия и связано с появлением рентгеноструктурных методов исследований внутреннего строения кристаллического вещества. Кристаллохимический этап отмечается новым резким переломом в истории минералогии. Природа минералов стала познаваться в единстве и взаимообусловленности их состава и строения. Глубже и полнее разрабатывается теория изоморфизма. Появляются новые обобщения в области теории минерального вида, изложенные в работах В. С. Соболева, А. Н. Винчелла и др. [Иерархия..., 1978]. На современном этапе развития минералогии обнаружилось еще больше структурные различия между минералами (кристаллами) и аморфными коллоидно-дисперсными образованиями, жидкостями и газами. Эти объекты были обособлены в качестве самостоятельных и исключены из объема понятия «минерал» (см. рис. 3).

Разработка принципов классификации минералов с кристаллохимических позиций началась еще на *химическом этапе* развития минералогии, когда П. Гротом и Е. С. Федоровым были заложены основы кристаллохимии. Е. С. Федоров в 1913 г. предсказывал, что кристаллохимический анализ может привести к такой классификации, в которой для каждого минерала нашлось бы свое строгое место. Кристаллохимическая структура минералов, по его мнению, есть как раз то, что существеннейшим образом характеризует природу каждого вида этих объектов. Новый принцип существенно уточнил и дополнил старую химическую классификацию. Большинство групп и отделов класса силикатов, уже давно выделенных на основе химического состава и кристаллографических форм, в новой классификации сохранилось почти полностью.

В истории изучения минеральных объектов были многочисленные попытки определения понятия *минерал*, начинающиеся со времен Теофраста, Плиния, Бируни. Н. П. Юшкин [1971] отмечает, что перечисление сотен предложенных определений, обстоятельные обзоры которых даны в работах А. С. Поваренных [1966] и др., не имеет особого смысла: в совокупности они дают довольно отчетливое представление о минерале, но каждое конкретное определение нельзя признать достаточно строгим. Многие из них отражают лишь отдельные стороны сущности минерала: структурную, функциональную, генетическую, соотношение с другими системами и т. д. Несмотря на различие формулировок, содержание всех современных определений понятия *минеральный вид*, по существу, совпадает. Сущность минерального вида, согласно этим определениям, заключается в единстве состава и строения по выбранным критериям.

Минералами называются естественные дискретные объекты, представляющие собой некоторые целостные системы, состоящие из атомов и молекул (элементарных ячеек), упорядоченных таким взаимодействием между собой, что образуют трехмерные с неограниченной периодичностью структуры, которые в свою очередь являются структурными элементами в минеральных парагенезах, или горных породах (см. рис. 3, 4). Это един-

Принципиальная схема общей систематики минералов (по структурным (С) и вещественным (В) признакам)

Признак	Степень классификации	Примеры классификационных единиц
С — тип химического соединения (доминирующий характер химической связи)	Тип	Сульфиды, соли кислородных кислот
В — элемент, играющий роль аниона (тип химического соединения)	Класс	Собственно сульфиды, силикаты
С — основной тип структуры (радикала)	Отдел	Координационные сульфиды, ортосиликаты
В — однотипный состав и структура	Группа	Акантит, кванцит-силлиманит
С/В — постоянство структуры и непрерывность состава	Минеральный вид	Акантит, кванцит

ство состава и строения является не абсолютным, а качественным. Поэтому во многих случаях для выделения минерального вида требуется ввести количественные критерии. Особенно это относится к критерию химического состава. По законам изоморфизма он может в определенных границах изменяться при одном и том же (или близком) типе структуры.

Общая систематика минералов в современном ее варианте имеет многоступенчатый вид. Она строится на основе двух групп коренных признаков, характеризующих состав и структуру изучаемых объектов. Одна из главных особенностей ее построения показана в табл. 5. Она заключается в том, что структурные (С) и вещественные (В) критерии используются в систематике по принципу поочередного их доминирования на разных ступенях классификации. И только на самой последней ступени, при выделении видов, оба признака совмещаются. Такой подход позволяет концентрированно представлять в единой систематике объектов самые общие знания об их составе и структуре, имеющие наибольшую практическую и теоретическую значимость.

Под *структурой минерала* понимается закономерное расположение в пространстве составляющих его атомов или ионов, иногда молекул. Критерием для определения понятия структурного типа служит симметрично-тождественное расположение этих элементов минерала в пространстве. К одному структурному типу принадлежат минералы, обладающие одинаковой пространственной группой и аналогичным химическим составом.

Идеальная *кристаллическая структура* в минералогии, следовательно, представляется как строго правильное периодическое повторение элементов (атомов, их групп, входящих в химическую формулу вещества). В реальных объектах такая строгая структурная регулярность часто не соблюдается. Поля и силы, постоянно действующие на кристалл, искажают структуру реальных минералов. Получаемые в результате этого отклонения от идеальной структуры называются в кристаллографии «дефектами» (нарушениями, деформациями и дислокациями).

История изучения минералов свидетельствует о том, что определения объектов в естествознании полностью зависят от той систематики, которой в данный момент пользуются ученые. Так, на первом этапе развития минералогии определяющим признаком минерала была «физическая однородность». Соответственно к минералам относились все скрытокристаллические породы, аморфные тела, жидкие и даже газообразные природные неорганические вещества, т. е. все объекты, которые в настоящее время входят в минеральную группу структурных элементов Земли (см. рис. 1, табл. 3, 4). Скрытокристаллические (однородные на вид) породы были четко отделены от кристаллических минералов лишь внедрением в прак-

тику исследовании поляризационного микроскопа. Методы рентгено-структурного анализа позволили ввести в систематику новый критерий и экспериментально доказать существование наряду с кристаллическими аморфных минеральных образований (коллоидно-дисперсных агрегатов).

Понимание качественных различий между атомами и молекулами (радикалами и ионами) и их скоплениями в виде газа и жидкости, с одной стороны, и природными кристаллическими телами — с другой, получило отражение и в современных определениях понятия *минерал*. В этих определениях в роли ведущего признака начинает выступать их твердое (кристаллическое) состояние и возможность существования в качестве индивидов. Коренное, качественное различие между минералами, аморфными телами, жидкими и газообразными природными веществами заключается в различии их конституций (см. рис. 3), а также способов существования, управляемых разными законами. Законы изменения химического состава в кристаллах, коллоидно-дисперсных системах, жидкостях и газах различны. Твердые тела в форме комков, почек, стяжений, секретий, представленные скрытокристаллическими (обычно коллоидно-дисперсными) минеральными агрегатами (см. В на рис. 3), очевидно, не могут быть по степени своей *структурной гетерогенности* отнесены к минералам.

Говоря о местоположении минерала в ранговом ряду природных объектов, минералоги часто указывают на то, что он является составной частью земной коры. Составной частью земной коры, однако, являются не только минералы, но и многие другие элементы разного ранга. Между минералами и земной корой есть промежуточные звенья. Для минерала ближайшими в этом ранговом ряду объектами являются, с одной стороны, горные породы (минеральные парагенезы), а с другой — молекулы, скопления которых формирует аморфные тела и жидкости.

С кристаллографии начинается, как об этом пишут авторы известной книги «Земля» [1974], изучение структурных элементов Земли в так называемой «малой шкале» (в кристаллохимическом пространстве). Кристаллография через минералогию затем приводит к науке о структуре горных пород и их сообществ.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗЫ — ГЛАВНЫЕ ЕДИНИЦЫ ПЕТРОЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА ЗЕМЛИ

Структура горных пород, как и структура аморфных тел и кристаллов, тоже характеризуется заполнением пространства по типу «плотные упаковки», которые образуются, однако, уже минеральными индивидами (ср. рис. 3 и 4). Поэтому горные породы тоже относятся к минеральной группе объектов, но максимально крупного ранга (см. рис. 1, табл. 3, 4).

В работах А. Г. Вернера в конце XVIII в., как свидетельствует И. И. Шафрановский [1968], уже имелось развернутое понятие о *парагенезисе* в виде перечней минералов и ископаемых, обычно находящихся вместе, а также тех, которые исключают возможность нахождения других определенных минералов. Позже В. М. Севергин [1798] назвал парагенез минералов «смежностью», а затем учение о парагенезе развил ученик А. Г. Вернера А. Брейтгаупт. «И все же нельзя не отметить того, — пишет И. И. Шафрановский [1968, с. 151], — что начало этого важнейшего минералогического учения было положено Вернером». Его работами был введен в науку новый фундаментальный объект геологии: наряду с минералами стали изучаться их парагенезы, послужившие основой для первых классификаций горных пород по их минеральной структуре и составу.

Минеральные парагенезы (смысл: агрегаты, сочетания, соединения, совокупности или скопления минералов) принято называть горными породами или просто породами. В русскую литературу этот термин введен В. М. Севергиным [1798]. С первого появления в печати и до наших дней понятие «горная порода» имеет двойственное значение:

1) это минеральный парагенезис, или агрегат, состоящий из одного или многих минералов, образующих общую структуру;

2) любое геологическое тело, сложенное минеральными агрегатами определенного состава и строения.

О том, что эти разные понятия необходимо строго разграничивать, позже писали многие ученые [Левинсон-Лессинг, 1898; Херасков, 1967; Боровиков, Громин, 1979; и др.]. Так, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг [1898, с. 240] прямо указывает на то, что «надо отличать горнокаменную массу (rock-body, Gesteinskörper) как единицу геологическую от горной породы (rock, Gesteins, roch) как единицы петрографической. При таком условии всякая структурная разновидность, всякая разновидность по минералогическому составу может быть обозначена названием горной породы». Легко видеть, что эти петрографические понятия также существенно различаются между собою, как различаются в химии понятия *химическое вещество* (в смысле некоторой его массы) и *химическое соединение* (молекула). Виды химического вещества, как известно, определяются по их молекулярным структурам. Петрографические виды горных пород, очевидно, также должны определяться по структурам их минеральных парагенезов.

Когда речь идет о внутренней *структуре породы*, в ее характеристику в явном или неявном виде обязательно вводится тип связи между минералами. По последнему критерию, собственно, и различаются главные типы горных пород: интрузивные (магматические), метаморфические и осадочные. Таким образом, структура породы, т. е. структура ее элементарных минеральных агрегатов, действительно является главнейшим классификационным признаком горных пород. Основные особенности горных пород как минеральных парагенезов хорошо видны на примере гранита: гранит является породой, состоящей преимущественно из смеси кристаллических зерен полевых шпатов, кварца и менее значительного количества пластинок слюды. Своим названием гранит обязан Валлериусу, который использовал его в XVIII в. для обозначения минерального парагенеза, состоящего из кварца, полевого шпата и слюды.

Минимальный кусочек породы, состоящий из указанных минералов (рис. 4), связанных между собою «гранитной» структурой, всегда рассматривается как объект ранга горной породы — минеральный парагенез, агрегат, но не минерал. Мельчайшей частью *петрографического вещества* Земли, следовательно, являются минеральные агрегаты (син.: парагенезы), в которых заключены все основные петрологические характеристики данной породы, подобно тому как в одной молекуле заключены основные свойства химического вещества независимо от того, какую именно форму некоторая масса этого вещества образует и в каких смесях с другими веществами оно встречается.

Здесь нет необходимости подробно останавливаться на приемах построения и вариантах частных классификаций, разработанных для осадочных, магматических и метаморфических горных пород в отдельности, так как они приведены в соответствующих учебниках по петрографии. Поэтому мы рассмотрим лишь те вопросы, которые имеют непосредственное отношение к выделению *видов горных пород* как объектов определенного ранга.

Структура была положена в основу систематики горной породы еще в конце прошлого века. Так, Е. С. Федоров в 1896 г. отмечал, что для определения породы важнейшими моментами являются структура и минеральный состав, и причем из этих двух моментов наиболее важен первый. А. П. Карпинский в заметке, представленной комиссии по номенклатуре горных пород в 1899 г., также писал о том, что горные породы, тождественные минералогически (химически) и по структуре, должны рассматриваться как один вид и иметь одно название, какими бы ни были их способы залегания, возраст и генетическая связь с другими породами. Эти рекомендации Е. С. Федорова и А. П. Карпинского, очевидно, сохраняют свое значение и для разработки современной видовой систематики

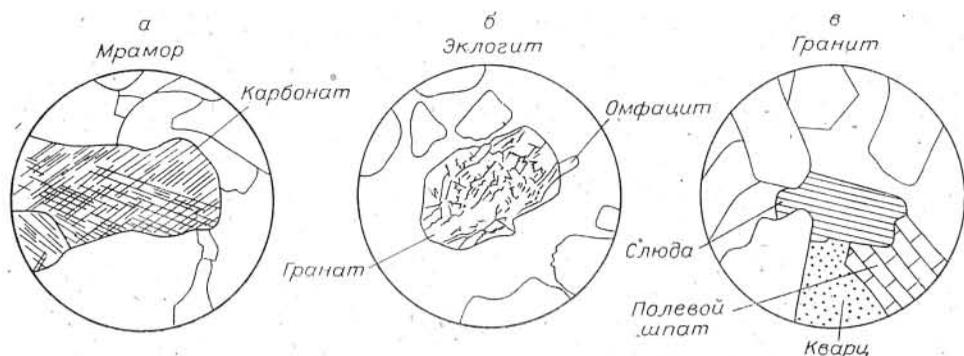


Рис. 4. Одно- (а), двух- (б) и трехкомпонентные (в) минеральные парагенезы в шлифах горных пород (по Ю. И. Половинкиной [1966] и О. П. Фисуненко и Б. В. Пичугину [1977]).

горных пород по их петрологическому составу и структуре минеральных парагенезов.

По-видимому, все петрографы в настоящее время согласны с тем, что структура горной породы (ее минеральных агрегатов) является важнейшим критерием в установлении видов горных пород, первой необходимой ступенью в систематике этих объектов. В геологических словарях горные породы обычно объясняются как естественные минеральные агрегаты определенного состава и строения, залегающие в земной коре в виде самостоятельных тел — фаций, формаций и т. д. Однако строение этих более крупных геологических тел обусловлено не только внутренней структурой минеральных агрегатов, но и характером распределения в стратиграфическом пространстве минеральных парагенезов «пород», слагающих данное тело. Детальная структура отдельных наблюдаемых под микроскопом минеральных парагенезов (собственно горных пород) далеко не всегда соответствует структуре более крупных масс горных пород (формаций). Суть возникшего несоответствия в структурной характеристике горных пород и более крупных объектов, сложенных петрографически однородной массой вещества, хорошо проявилась при изучении кристаллических сланцев. Описывая их строение, еще в начале столетия петрографы четко стали различать структурные характеристики конкретных минеральных агрегатов и их более крупных скоплений, представленных в виде самостоятельных, обычно стратифицированных тел — геологических формаций. Для разграничения этих характеристик стали использоваться различные термины — структура и текстура горной породы. Со времени выхода в свет в 1912 г. статьи на эту тему У. Грубенманна (Grubenmann) термины *структура* и *текстура* получили широкое распространение.

Структуру минеральных агрегатов породного тела называют обычно внутренней структурой, а текстурные особенности породных масс — внешней структурой пород. Изучение структуры минерального парагенеза позволяет проследить и правильно установить последовательность этапов его формирования. Процессы последующего изменения минералов и их форм запечатлены главным образом в характере соотношений между минералами. Для петрогенетических исследований эта сторона структурной характеристики горных пород, понимаемых как минеральный парагенез, имеет наибольшее значение. Структура горной породы по У. Грубенманну — это характерное сложение составных частей породы, которое обуславливается определенной степенью развития форм компонентов и их взаимных ограничений. Текстурой породы, согласно У. Грубенманну, называется стереометрическое сложение ее компонентов, которое обусловлено их пространственным расположением и распределением; в текстуре находит свое отражение пространственное расположение компонентов состава [Половинкина, 1966].

Многие исследователи с самого начала предлагали отказаться от двух понятий, объединяли оба эти понятия термином *структура*. Так, Е. Вейншенк (Weinschenk) в 1906 г. различал только «внешнюю» и «внутреннюю» структуру горных пород. Г. Розенбуш [1934, с. 54] писал: «Оба понятия нельзя резко разграничить — известные структуры отчасти обуславливают известные текстуры, а многие текстуры связаны только с определенными структурами».

Потребность в использовании двух разновидностей понятия *структура* (в смысле структура и текстура горных пород) возникла, очевидно, в связи с тем, что горные породы стали рассматриваться одновременно и как мельчайшие частицы петрографического вещества (минеральные парагенезы), и как петрографически однородные формационные единицы — горнопородные массы (см. рис. 4, 6, 7). Не во всех, однако, случаях существует единое мнение об отнесении тех или иных конкретных характеристик горных пород к группе текстурных или структурных. В частности, до сих пор остается спорным, к какому признаку можно отнести конгломератность и брекчиевость породной массы — текстурному или структурному. От этого зависит определение ранговой позиции соответствующих объектов. Слой конгломерата, например, это еще горная порода или уже набор горных пород — фация? Обломочные горные породы представляют собою, очевидно, различные петрографические смеси, состоящие из минеральных агрегатов разного вида. Напомним, что в химии тоже различаются, с одной стороны, химические вещества (соединения), виды которых определяются по структуре их молекул, а с другой — смеси химических веществ.

Химический (петрохимический) состав горной породы также является одной из важнейших ее характеристик. Так, среди множества классификаций магматических горных пород классификации, построенные на петрохимической основе, играют первостепенную роль. Петрохимический состав имеет универсальное значение, так как он позволяет получить сравнительную характеристику состава любых пород. В химическом составе магматических тел к тому же отражаются почти все нюансы петрогенезиса любого масштаба, что заставляет многих петрологов высказаться за целесообразность построения главной рабочей классификации магматических пород и формаций на количественной петрохимической основе [Кузнецов Ю. А. и др., 1976]. Оценивая такие классификации, однако, необходимо иметь в виду, что исторически сначала создавались классификации, представляющие результат качественного эмпирического обобщения полевых наблюдений. И они тоже должны каким-то образом находить отражение в более совершенных количественных классификациях горных пород и формаций на петрохимической основе. Это последнее обстоятельство позволяет по практически непрерывным количественным характеристикам выделить в этих классификациях некоторые укрупненные подразделения, примерно отвечающие формационным типам, которые ранее выделялись эмпирически на минералого-петрографической основе. Вероятно, по этой причине известные классификации осадочных и магматических (метаморфических) горных пород А. Н. Заварицкого [1956], Ю. А. Кузнецова и др. [1976] оказываются неразрывно связанными с классификациями формаций, т. е. имеют с ними некоторые общие классификационные ступени. В известной классификации магматических пород А. Н. Заварицкого [1956], например, формационные единицы служат фактическим критерием для обособления крупных классификационных подразделений горных пород (табл. 6).

При построении общих классификаций осадочных горных пород литологи тоже не обходятся без использования в той или иной мере представлений о формационных единицах для обособления главных классов осадочных горных пород — терригенных, карбонатных (хемогенных) и т. п. Последние выделяются по наиболее распространенным в природе (а не случайным, редким) типам наборов горных пород, или фаций (рис. 5).

Соотношение главнейших типов магматических горных пород

Формации		Гранитоидные (граниты)		
		52—65	65—75	
Интрузивные	Абиссальные	Снежит	Гранит	Гранодиорит
	Гипабиссальные	Снежит-порфир	Гранит-порфир	Гранодиорит-порфир
Эффузивные	Неотипичные	Трахит	Липарит	Дацит
	Палеотипичные	Ортоклазовый порфир	Кварцевый порфир	Кварцевый порфир
		Калиевый полевой шпат, роговая обманка, кислый плагиоклаз (щелочной широксен, биотит)	Кварц, калиевый полевой шпат, кислый плагиоклаз, слюды (роговая обманка)	Кварц, средний плагиоклаз, калиевый полевой шпат, слюды, роговая обманка (пироксены)

Примечание. Характеристика горных пород дана по Т. Н. Лапшковой и Б. К. Прова внесена в таблицу в связи с небольшой их распространенностью.

Такой естественный подход к выбору качественных критериев для проведения границ между крупными классификационными подразделениями горных пород является, очевидно, вполне оправданным, так как границы между классами горных пород в этих случаях максимально будут совпадать с границами реальных геологических тел, представленных фациями и всеми другими объектами более крупного ранга. Однако петрографический состав таких геологических тел, определенный по минеральным парагенезам, может иметь и постепенные переходы. Вместо одних минералов как в минеральных, так и в породных парагенезах появляются иногда другие виды минералов, изменяются количественные их соотношения в разрезе и по простиранию формаций. Такие пространственные вариации петрографического состава магматических формаций при-

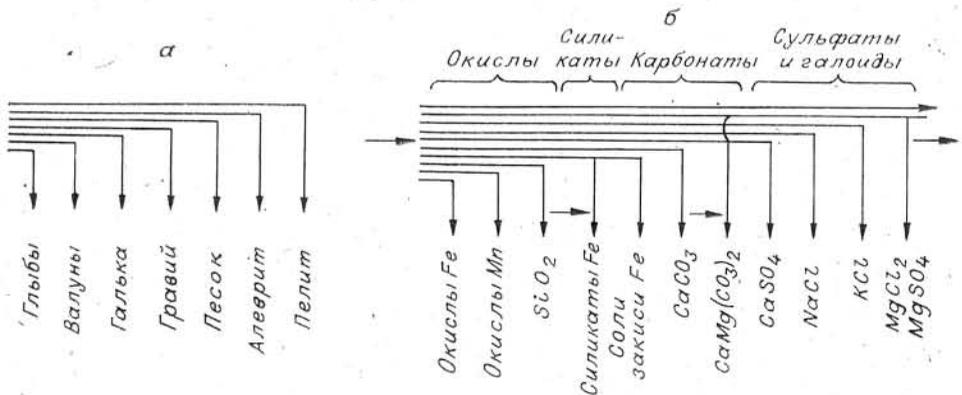


Рис. 5. Схемы механической (а) и химической (б) осадочной дифференциации вещества, по которым устанавливаются терригенные и хемогенные классы горных пород (из книги Т. А. Лапшковой и Б. К. Прохлякова [1974]).

и формаций (по классификации А. Н. Заварицкого [1956])

Базальтоидные (базиты)		Гипербазиты (ультрамафиты)	SiO ₂ , %
65—52	52—45	<45	
Диорит	Габбро	Пироксенит, перидотит, дунит (горнблендит)	Полно- и крупно- кристаллические рав- номернозернистые по- роды
Диорит-порфир	Диабаз	Пикрит, пик- ритовый порфи- рит, кимберлит	Неравномернокри- сталлические, порфи- ровидные, с полнокри- сталлической основной массой
Андезит Порфирит	Базальт Базальтовый пор- фирит	Маймечит	Неравномернокри- сталлические, порфи- ровые, со стекловатой или мелкозернистой основной массой
Средний плагио- клас, роговая обманка (следы, пироксены)	Основной плагио- клас, пироксены (биотит, роговая об- манка, оливин)	Оливин, пир- оксен (рудные минералы, ред- ко роговая об- манка)	Породы

щлякову [1974]. Группа щелочных пород (щелочных габброидов, нефелиновых сиенитов и т. д.)

водят к постепенным переходам буквально между всеми формационными типами. Последнее обстоятельство обычно учитывается как в общей систематике горных пород, так и в единой систематике геологических формаций (см. табл. 6).

Виды горных пород и формаций, очевидно, невозможно выделять только по критерию «среднего» химического или петрологического состава. Вещественные характеристики такого рода должны относиться к определенным устойчиво повторяющимся элементарным «структурным ячейкам» — к минеральным парагенезам или к формационным единицам определенного ранга, характеризующимся вполне определенным внутренним строением и формой обособления в заданном пространстве. Использование статистических методов так называемого среднего состава для классификации любых объемов горных пород, взятых безотносительно к форме их обособления в природе, к внутренней их структуре и рангу, по-видимому, не достаточно корректно.

Элементарной и, возможно, самой распространенной формой нахождения в земной коре минеральных скоплений является слой горной породы (монопородная фация) определенного вида. При выделении именно таких объектов практически используются как структурные, так и текстурные признаки горной породы, понимаемой в широком смысле этого слова (и как минеральный парагенез — мельчайшая частица петрографического вещества, и как монопородная формационная единица, т. е. породное геологическое тело определенного ранга). Выделение таких петрографически однородных по своему составу геологических тел связано с введением принципиально нового стратиграфического способа пространственного обособления структурных элементов в земной коре.

В последнее время в петрологии, как и в геохимии, рассматриваются и обобщаются данные о петрологическом составе любых крупных структур Земли, а не только ее формационных единиц, с которыми петрография

и петрология были тесно связаны с самого начала их возникновения. Сведения о химических элементах (атомах и ионах), молекулах и минеральных парагенезах в таких обобщениях, как считают Н. Л. Добрецов [1980] и др., служат исходными кирпичиками для описания состава всех последующих объектов более крупного ранга, для создания геохимических и петрографических моделей их формирования, по возможности увязанных в общую систему по восходящей линии — от моделей формирования конкретных горных пород и формаций до глобальных моделей дифференциации вещества Земли.

Глава IV

ФОРМАЦИОННЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ КАК СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННАЯ ОСНОВА ИЗУЧЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

РАННЯЯ ИСТОРИЯ ОБОСОБЛЕНИЯ ФОРМАЦИОННЫХ ЕДИНИЦ

Формационные объекты стали выделяться в качестве самостоятельных структурных единиц земной коры — региональных стратиграфических подразделений — после выхода в свет в 1669 г. известной книги Н. Стенона [1957]. Эта дата по праву считается годом рождения одно-временной структурной и исторической геологии. Разработанные на примере провинции Тоскана в Италии принципы регионального геологического картирования затем прочно вошли в историю науки под названием «закона Стенона». Этими законами в геологию были практически введены представления о стратиграфическом пространстве: стратиграфическая шкала, а также стратиграфическая корреляция обособляемых объектов стали обязательным элементом всех геологических исследований.

Принцип последовательности напластования Н. Стенона легко увязывался с представлениями о геологическом времени, о периодах осадконакопления и т. п. И. Лемани (Lehmann) в 1756 г., как отмечают А. И. Жамойда и др. [1969], сделал едва ли не первую попытку приложения последовательности напластования к временному расчленению конкретного разреза. Подобное же расчленение в 1760 г. провел Дж. Ардуино (Arduino), а в следующем 1761 г. Г. Фюксель (Füchsel), как отмечают А. И. Жамойда и др. [1969], впервые соотносит разные формационные единицы с соответствующими промежутками геологического времени, применяет «двойную» (параллельную) классификацию разрезов — по отложениям и времени их накопления.

История развития представлений о формациях разного ранга и терминология, используемая в этой области, достаточно полно отражены в справочниках «Геологические формации» [1982, т. 1, 2], «Рудные и рудоносные формации» [1983]. Более ранняя история изучения формаций освещена также в работах Н. Б. Вассоевича [1966], Г. П. Леоньова [1973] и др.

Обзор геологических работ, относящихся к истории выделения формаций, показывает, что за терминами *формация* и *фация* скрываются не только понятия, относящиеся к разным системам рассуждений, но и различные конкретные природные геологические тела — объекты заведомо разного ранга. Эти конкретные объекты позволяют более или менее достоверно установить, когда и кем впервые были выделены (или намечены) формационные единицы разного ранга и какими именно терминами их первоначально обозначили (табл. 7).

Известно, что слово «фация» появилось в геологической литературе с выходом в свет в 1669 г. работы Н. Стенона, посвященной геологическим образованиям Тосканы.

Представления Н. Стенона получили дальнейшее развитие в работах итальянца Дж. Ардуино, опубликованных в период между 1760 и 1795 гг. [Леонов, 1973]. Подобно Н. Стенону Дж. Ардуино среди толщ Северной Италии различал три последовательно залегающих друг на друге комплекса отложений, названных им соответственно первичным, вторичным и третичным.

Г. Фюксель, по-видимому, впервые разработал систему соподчиненных геологических тел и отвечающих им терминов. Он различал формационные (стратиграфические) единицы трех категорий: слой, залежь и формацию. Формация рассматривалась Г. Фюкселем как сообщество тесно связанных между собою слоев, возникших в одинаковых условиях. По его представлениям, формация — это комплексы слоев, в которых отражается чередование этих условий. В работе Г. Фюкселя приведено, как принято теперь считать, одно из наиболее ранних определений понятия *формация*. Этим термином обозначался комплекс слоев, выделяющийся в разрезе по определенным признакам, в том числе и по встречающимся в них окаменелостям.

В Тюрингии и Саксонии в 1780 г. также была разработана общая схема формационного (стратиграфического) расчленения этой области и предложена соответствующая общая схема геологической истории. Ее автор А. Г. Вернер широко использовал данные своих предшественников, особенно Г. Фюкселя, от которого перенял ряд понятий и терминов, вложив в них, как отмечают Н. Б. Вассоевич [1966] и Г. П. Леонов [1973], существенно иное содержание. Под *формацией* он понимал совокупность пород близкого состава и различал формации шифера, известняка, траппа, порфира и др. В составе формаций различались виды горных пород: гранит, гнейс, слюдяной сланец, глинистый сланец, песчаник и др.

Отдельные периоды жизни Земли (отвечающие, по-видимому, формационным комплексам в современном понимании) характеризовались рядами формаций разного типа. В составе комплекса выделялись, например, сланцевая, известняковая, трапповая и другие формации. Отдельные члены формаций (виды горных пород) могли при этом выделяться как в составе формаций, так и в составе более крупных подразделений — разновозрастных формационных комплексов.

А. Г. Вернер тесно связывал понятие *формация* с формационными комплексами, которые использовались прежде всего как крупные стратиграфические единицы. Но соотношения формаций с такими формационными комплексами конкретно им не разъяснялись. Поэтому содержание вернеровского понятия *формационный комплекс* осталось не вполне ясным. По заключению Г. П. Леонова [1973], эта неясность явилась, по-видимому, причиной того, что понятие *комплекс* не нашло дальнейшего применения у ближайших учеников и последователей А. Г. Вернера. Приведенная в книге Г. П. Леонова [1973] вернеровская схема формационного расчленения, рассмотренная с точки зрения современных данных по геологии Тюрингии и Саксонии, ясно показывает, что в качестве конкретных «формационных комплексов» и «формаций» А. Г. Вернером выделялись крупные структурные этажи этой области, сложенные различными формационными комплексами — единицами самого крупного среди формационных подразделений ранга (см. табл. 7).

Представление А. Г. Вернера о формациях (формационных комплексах) ограничивается достаточно строгими рамками. В его понимании формационные комплексы — это обширные группы горных пород, отвечающие разным эпохам создания земного шара. Иначе говоря, они соответствуют крупным структурным этапам земной коры, отражающим соответствующие этапы и стадии ее развития.

Вопрос о приоритете введения в геологию термина «формация» (Г. Фюкселем или А. Г. Вернером), как считает Г. П. Леонов [1973], яв-

Ранговая корреляция формационных единиц, наметившихся на

Этап обособления в стратиграфических колонках (1669—1780 гг.)

Н. Стенон, 1669 г.	Дж. Ардуинцо, 1760—1795 гг.	Г. Фюксель, 1762 г.	А. Г. Вернер, 1780 г.
Фашии		Слои	Виды горных пород
		Залежь	Залежь, толща, свита
	Группа пород (вулканических)	Формации	Формации
	Комплексы отложений		Комплексы формаций
			Главные эпохи: древнейшая и флецовая

ляется не вполне ясным. Общеизвестно, однако, что само понятие формации, как конкретной совокупности парагенетически связанных горных пород, было впервые сформулировано именно Г. Фюкселем и затем уже стало использоваться многими другими исследователями.

Спустя несколько десятилетий после А. Г. Вернера А. Грессли и К. Прево на основе детального анализа стратиграфических разрезов пришли к выводам, что: 1) хроностратиграфические единицы должны характеризоваться различными литологическими свойствами, т. е. состав их не остается одинаковым на всей площади; 2) одинаковая по составу и условиям образования толща может иметь разный возраст в пересечениях по ее простиранию.

Определяя формацию, К. Прево отметил, что для каждой геологической эпохи и для каждого геологического момента можно указать отложения, различные по условиям образования и, следовательно, принадлежащие различным, хотя и синхронным, формациям. По его мнению, такой принцип изучения формационных объектов на основе стратиграфической шкалы и фашиальной изменчивости должен найти применение при изучении отложений любой эпохи и момента. Он считал фашиально-стратиграфический принцип приемлемым для изучения формационных единиц любого ранга.

По А. Грессли, каждое отложение (формационная единица наименьшего ранга) в пределах своего горизонтального распространения обнаруживает определенные изменения — вариации. Стратифицированные элементы осадочной толщи, в которых наблюдаются такие вариации петрографического состава, соответственно были названы *фашиями* (от латинского «облик», «наружность», «вид», «лицо»). Согласно А. Грессли [Gressly, 1841], фашия — это прежде всего совокупность видоизменений отложений, выражающаяся в том или ином петрографическом их отличии. Он называл и ряд других (в том числе и палеонтологических) признаков, которые не остаются постоянными по стратиграфической горизонтали, но изменяются вместе с изменениями петрографического сложения данного горизонта. А. Грессли сформулировал два закона, характеризующих структуру самих фашиальных рядов (фаший определенного стратиграфического горизонта) и указывающих на характер распределения фаший в стратиграфическом разрезе. Первый его закон в интерпретации Н. Б. Вассоевича [1966] гласит: разновозрастные отложения могут быть выражены разными отличающимися друг от друга фашиями. Второй закон А. Грессли утверждает, что одинаковые — в петрографическом и геогностическом отношении — фашии, весьма сходные при этом палеонтологически, могут встречаться на разных стратиграфических уровнях.

ранних этапах стратиграфического расчленения осадочных толщ

Этап обособления на профильных разрезах (1841—1897 гг.)			Ранговая шкала (см. табл. 3)
А. Грессли, 1841 г.	Э. Ренестье, 1884 г.	М. Бертран, 1894, 1897 гг.	
Подфашии	<i>Породы</i>		<i>Породы</i>
<i>Фашии</i>	<i>Фашии</i>		<i>Наборы горных пород (фашии)</i>
Формации крупных подразделений	<i>Формации</i>	<i>Формации гор, горные фашии</i>	<i>Геоформации</i>
			<i>Формационные комплексы</i>
			<i>Тектонические комплексы</i>

Понятие о фашиальной изменчивости отложений и понятие о фашиях как определенных вещественных единицах стратиграфического разреза, введенные А. Грессли в 1841 г., сохранили свое значение до наших дней.

В составе крупных формационных единиц (осадочных и магматических) фашии до сих пор выделяются именно как различающиеся по составу участки последних, представленные определенными наборами видов горных пород. В таком классическом понимании, сформулированном еще А. Грессли, термин *фашии* используется и в настоящей работе. После работ Э. Ренестье [Renévier, 1884] понятия *фашия* и *формашия* стали различаться как элементы, соподчиненные по рангу: формации подразделялись на фашии (см. табл. 7). По мнению Э. Ренестье, есть даже некоторое преимущество в том, чтобы иметь два разных термина, относящихся к образованиям разного типа: 1) термин *формашия* принимается по отношению к наиболее существенным различиям (формации осадочные, морские, континентальные, пресноводные, вулканические и т. п.); 2) термин *фашия* употребляется для обозначения различий в деталях (фашии меловые или илестые, песчаные, озерные, речные, устьевые и т. д.). Э. Ренестье пояснил, что термину *фашия* называют все различия, какими бы они ни были, которые могут существовать между отложениями одного возраста. Это его высказывание прямо указывало на то, что фашиальные переходы к латеральному ряду стратифицированных осадков осуществляются не только в виде послойного изменения состава горных пород в их наборах, но и во всех более крупных формационных единицах, т. е. в геоформашиях и формационных комплексах.

Таким образом, Э. Ренестье предложил одну из первых классификаций осадочных формационных единиц, в которой учитывались не только видовой состав этих единиц, но и их таксономия, распределение по рангам, а также фашиальная изменчивость состава в латеральном направлении. Хотя эта классификация, как отмечает Н. В. Вассоевич [1966], и не отличалась особенной терминологической правильностью, но основные типы и ранги формационных единиц в ней были намечены верно. Справедливость такой оценки схемы Э. Ренестье ясно видна при сравнении его построений с другими (см. табл. 7). Дальнейшее развитие идей А. Грессли и Э. Ренестье нашло выражение в работах М. Бертрана [Bertrand, 1897], который обратил внимание не только на изменения в составе осадочных толщ, но и на изменчивость их внутренней слоистой структуры, которую он связывал с периодическими изменениями тектонического режима. Поэтому М. Бертрана считают основоположником учения о формашиях как стадийно-зональных образованиях. В 1894 г. в докладе на VI сессии Международного геологического конгресса он впервые выделил крупные

последовательно сменяющие друг друга геологические тела — *горные формации* (син.: горные серии, горные фации). Тогда были выделены следующие виды геологических формаций: сланцевый флиш (позднее эту формацию стали называть аспидной); грубый флиш (терригенная флишевая формация в современном понимании); молассы, или красноцветные песчаники. Наблюдаемые в Альпийских горах различия в структуре названных формаций М. Бертраи связывал с особенностями тектонического режима, а появление новых формаций — со стадиями развития той геосинклинали, которая, по его представлениям, существовала на месте выделяемых формаций.

Итак, формационные единицы разного ранга выделялись еще в XVII—XIX вв. и использовались под разными названиями преимущественно в качестве региональных стратиграфических подразделений. Ранняя история изучения этих объектов определенно говорит о том, что уже в то время среди формаций различались единицы по крайней мере трех разных рангов, каждый из которых обозначался своим термином: 1) *наборы горных пород*, или *фации* в понимании А. Грессли; 2) *формации*, или *формации гор* в понимании М. Бертраи, для обозначения которых много лет спустя Н. Б. Вассоевич [1966] предложил использовать термин *геоформация*; 3) *формационные комплексы* А. Г. Вернера.

НОВЕЙШАЯ ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

В нашей стране геологические формации стали объектом специального изучения с середины 1930-х годов. В 1951 г. учение о формациях уже рассматривалось как центральная проблема в области теоретической геологии. Важным событием в истории изучения формационных единиц явилась Новосибирская конференция по учению о геологических формациях 1953 г. [Материалы..., 1955]. В итоге конференции выяснилось, что под общим названием *геологические формации* изучаются фактически объекты по крайней мере трех разных рангов. Соответственно уже тогда наметились три основных направления в учении о геологических формациях. С этого времени все формационные единицы стали восприниматься как геологические тела, как фундаментальные объекты науки, более крупные по рангу, чем минералы и горные породы.

Н. С. Шатский, например, прямо указывал, что «понятием формации советские геологи вводят в науку новый тип геологических тел, который до сих пор не изучался... В нем соединяются и литологический, и стратиграфический, и тектонический подходы» [Шатский, 1965, с. 12]. Широко известно определение формаций Н. С. Шатского как естественных комплексов (сообществ, ассоциаций) горных пород, отдельные члены которых (породы, пачки пород, свиты) парагенетически связаны друг с другом как в латеральных направлениях, так и в вертикальной стратиграфической последовательности. Каждый вид формаций, по Н. С. Шатскому [1965, с. 153], «отличается от другого своим особым парагенезом пород, а также составом слагающих его членов (пород, пачек, отложений) и пространственным взаимоотношением между ними». Развивая эти представления, Н. П. Херасков [1967, с. 48] тоже отмечал: «Подобно тому, как горные породы характеризуются, исходя из минералогического состава и строения (структуры и текстуры), точно так же должны характеризоваться и систематизироваться по своему составу и строению формации». Отдельные виды формаций, согласно Н. С. Шатскому и Н. П. Хераскову, должны выделяться эмпирически.

Однако следует подчеркнуть, что определения формаций по Н. С. Шатскому [1965], Н. П. Хераскову [1967] относятся ко всей группе формационных объектов в целом. Иными словами, они определили понятие *формация* в самом широком смысле этого слова. По этим определениям еще нельзя получить четкого представления о том, каким образом

формации крупного ранга составляются из меньших, как получаются формации из горных пород, сколько рангов таких формаций следует выделять и по каким критериям. Используемое во многих региональных работах разделение формационных объектов на ранги (в качестве таковых обычно выступают наборы горных пород, геотформации и формационные комплексы) подчеркивает лишь убежденность авторов в принципиальной осуществимости такой операции. И надо заметить, что эта уверенность их не беспочвенна, а основана на глубоком знании конкретных геологических фактов. Такое нестрогое предварительное выделение объектов на эмпирическом уровне является, очевидно, совершенно необходимым этапом в поиске критериев обособления любых тектонических единиц земной коры.

ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ ВЫДЕЛЕНИЯ ФОРМАЦИОННЫХ ЕДИНИЦ РАЗНОГО ТИПА

Ю. А. Воронин и Э. А. Еганов [1968, 1972], вероятно, первыми обратили внимание на явную зависимость результатов формационного расчленения толщ от целей исследования и пришли к выводу, что единых «естественных», независимых от способа выделения и от устремлений исследователя, вариантов группирования геологических тел в формации не существует. Сколько целей, столько и способов расчленения осадочных толщ. Только исходя из ясно сформулированной цели, можно выработать однозначную процедуру выделения и классификации геологических формаций. Согласно этому требованию целесообразности, любая классификация является специализированной. Формальная логика действительно дает полное равноправие всем классификациям в смысле формальной неразличимости процедур их построения.

Целевые классификации геологических формаций чрезвычайно разнообразны. В связи с конкретными задачами исследований в них концентрируется внимание на каком-либо одном из многочисленных аспектов (литологическом, стратиграфическом, палеогеографическом, структурном, металлогеническом и т. д.), с помощью которых характеризуются формации.

Таким образом, почти все специализированные по разным целям исследований классификации так или иначе отражают различные стороны одних и тех же структурных единиц: фаций, геотформаций или формационных комплексов. Так, в науках о полезных ископаемых (будь то уголь, руда или нефть) специализированно изучаются практически те же формационные единицы, которыми интересуются также тектонисты, минералоги, петрографы и представители многих других геологических специальностей. Но в разных науках эти общие для всех объекты рассматриваются с разных точек зрения.

Процедура выделения рудных и рудоносных формаций по сути своей тоже является целевой классификацией формационных объектов того или иного ранга. В этом отношении понятие о рудных формациях аналогично понятию руды в петрографии. Понятия подобного рода не являются компонентом общей систематики.

Согласно Д. В. Рундквисту [1971], В. И. Драгунову и др. [1974], виды формационных единиц в общей систематике определяются не по месторождениям тех полезных ископаемых, которые в них содержатся. Рудные и рудоносные формации отличаются от всех прочих только повышенными концентрациями в этих объектах некоторых химических элементов, минералов или горных пород. В каждом конкретном случае, когда речь идет о рудных формациях, такое повышение концентрации полезных компонентов отмечается не в земной коре в целом, а в составе определенных ее структурных элементов: либо в наборах горных пород (фациях), либо в геотформациях, либо в формационных комплексах [Кузнецов В. А. и др., 1966].

В геологической литературе имеется много примеров разнообразных классификаций геологических формаций по их структурной приуроченности. Такие классификации формационных единиц по их принадлежности к более крупным структурам (к тектоническим комплексам или к геоструктурным областям разного типа), как правило, тоже имеют лишь косвенное отношение к видовой систематике формаций. Это обстоятельство отмечено во многих работах. Считается, что Н. С. Шатский [1965 и др.] разделял идеи А. Д. Архангельского и Н. П. Хераскова о тесной связи формаций со структурой земной коры в целом, т. е. с крупными ее элементами. Действительно, он писал, в частности: «Самым важным свойством формаций является то, что они строго закономерно распределены в земной коре в зависимости от ее строения и геологического типа развития, т. е. от ее тектоники; таким образом, в самом общем виде можно считать, что формации являются образованиями преимущественно тектоническими» [Шатский, 1965, с. 64]. Однако, отмечая это, Н. С. Шатский имел в виду, прежде всего, тесную связь внутренней структуры формаций с тектоническим развитием того или иного региона на этапе образования самой формационной единицы. Этим его высказыванием лишь подчеркивается то обстоятельство, что, находясь в составе более крупных структур, геологические формации выступают как структурные единицы указанных тектонических единиц земной коры. Но ему же принадлежит и такое высказывание: «Я, а за мной и другие товарищи, в частности Рухин, в качестве признака формаций положили тектонический, разделив формации на геосинклинальные, платформенные и переходные. В настоящее время такая классификация может оказаться бесполезной для дальнейшего развития учения о формациях. Мы здесь заранее предопределяем, что формации, обнаруживающиеся в геосинклиналях, не могут встречаться на платформах. А можно ли поручиться за это? Для меня совершенно очевидно, что такая классификация неудовлетворительна» [Шатский, 1965, с. 10—11]. Весь последующий опыт региональных работ подтвердил, что классификации осадочных формаций по их принадлежности к более крупным тектоническим единицам действительно себя не оправдывают. Различия между «платформенными» и «геосинклинальными» формациями, например, нередко только и состоят в том, что эти формации входят в состав указанных геоструктур, но по своей собственной внутренней структуре и составу между собою практически не различаются.

Магматические формации долгое время тоже классифицировались исходя из структурного их положения, а не из структуры и состава самих магматических формационных единиц. В последние годы, однако, специалисты в этой области пришли к выводу, что классификации магматических объектов, построенные на такой тектонической основе, «нас удовлетворить уже не могут по двум причинам. Во-первых, логика требует, чтобы любые объекты классифицировались по признакам, характеризующим сами объекты. Во-вторых, тенденция к жесткой увязке типов магматических формаций с типами тектонических структур и этапами их формирования в общем не выдержала проверки временем и практикой» [Кузнецов Ю. А., 1973, с. 8]. Оказалось, что ни один тип магматических формаций не является заведомо «запрещенным» для любого типа крупных структур и любого этапа их развития. Разные виды любых формаций могут входить если не во все, то по крайней мере в очень многие типы крупных структур земной коры. По этой причине необходимость перехода к поиску критериев систематизации формационных объектов на основе их собственной структуры и состава стала очевидной. Многие ученые согласны теперь в том, что *важнейшими признаками для выделения осадочных и магматических формаций помимо их состава, определяемого наборами горных пород, являются способ сочетания видов горных пород, тип переслаивания их наборов, т. е. внутреннее строение самой формации. Особенно важными считаются два признака: 1) горные породы как таковые и 2) характер их сочетания, т. е. характер слоистости, который выявляется по чередованию различных видов горных пород в стратиграфическом*

разрезах. Согласно К. В. Боголепову [1985], например, конкретная геологическая формация — это сложное геологическое тело, выделяющееся по двум признакам — вещественному составу и структуре. «При выделении конкретных геологических формаций и определении их принадлежности к тому или иному формационному типу, — пишет, обсуждая интересующую нас проблему, В. А. Кузнецов [1973, с. 309], — важнейшим признаком должен быть именно вещественный состав формации, т. е. реальный объект исследований». Другие геологи, наоборот, подчеркивают особую важность структурного критерия для выделения видов формаций. Так, единственно возможным универсальным классификационным критерием для всех вещественных категорий геологических формаций (например, осадочных и магматических), согласно В. Е. Хаину [1973б], может служить только структурный признак, т. е. тектонические условия образования формаций, нашедшие отражение в их структуре. В. М. Цейслер [1979] полагает, что геологические формации — это категории вещества, обладающего определенной внутренней структурой.

Для каждой формации можно назвать элементарную совокупность слоев горных пород — устойчиво повторяющийся набор пород, слагающих тело формации. Такие наборы горных пород наиболее легко устанавливаются в толщах ритмического строения, во флишевых и угленосных сериях (рис. 6). В числе главных членов формации, согласно В. М. Цейслеру [1979], всегда присутствует ведущий член, существенно преобладающий в разрезе среди остальных. Он определяет «лицо» формации и позволяет дать ей наименование. Остальные члены породной ассоциации выступают в таком случае как дополнительные члены.

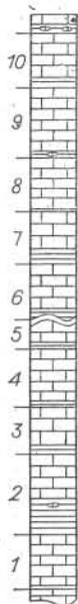
Задача общего формационного анализа, таким образом, заключается в том, чтобы среди равноправных в формальном отношении классификаций в качестве универсальной (естественной, всеобщей систематики) выбрать ту, которая потенциально обладает наиболее широкой практической значимостью и может служить общей, структурной основой для всех других классификаций.

На основе характера расположения и взаимоотношения видов минералов в горной породе, как известно, определяется ее структура, играющая важнейшую роль при определении вида горной породы (минерального парагенеза). Точно так же структура формаций низшего ранга (наборов горных пород, фаций) устанавливается по пространственному соотношению видов горных пород, составляющих формацию (см. рис. 6, 7). Как считают В. И. Драгунов, А. И. Айнемер и В. И. Васильев [1974], горнопородная структура формаций оптимальным образом может быть охарактеризована на основе статистической теории однородности. Обращение к статистическим методам для показа состава и структуры формаций связывается с тремя обстоятельствами: 1) последовательность слоев горных пород разного вида нередко оказывается случайной, не выводимой строго и непосредственно из внутренних закономерностей седиментационного процесса; 2) статистические оценки позволяют более или менее однозначно определять границу однородных совокупностей — дискретностей — в непрерывном разрезе осадочных отложений; 3) вероятностные, статистические закономерности наиболее точно отражают структуру таких объектов, их целостность. Формационные структуры, по-видимому, обладают лишь относительной устойчивостью и упорядоченностью элементов, их вероятностным положением в стратиграфическом разрезе. Статистические методы для описания таких структур весьма удобны.

То обстоятельство, что структурные и вещественные признаки при выделении видов формаций разного ранга являются ведущими, делает формационный анализ основным методом решения палеотектонических вопросов геотектоники. К их числу относятся и задачи по реконструкции тектонических режимов геологического прошлого. Формационные структуры в отличие от структур минералов и горных пород представляются в стратиграфическом пространстве (см. рис. 2—4 и 6, 8). Они рас-

Рис. 6. Фрагмент стратиграфического разреза глинисто-карбонатного флиша [Чалышев, Сорвачев, 1977].

1 — глинистые породы; 2 — известняки. Цифрами 1—10 обозначены глинисто-карбонатные наборы горных пород (ритмы).



смаатриваются обычно как исторические категории, отражающие динамику геологического развития земной коры.

Внутренняя структура формаций для многих эмпирически намеченных типов формационных единиц разного ранга до сих пор еще остается слабо изученной. Детально и интенсивно исследуются пока в основном состав и структура породных наборов, в частности осадочных и магматических ритмов (см. рис. 6, 8, 16). Это вызвано, видимо, тем, что, не обособив четко виды наборов горных пород (не выделив парагенезы низшего ранга), невозможно однозначно выделить и соответствующие виды образуемых ими структур. Крупные формационные единицы выделяются и типизируются пока на эмпирическом уровне (см. рис. 7, 10, 13, 15).

Обособление формационных объектов всегда связано с представлением о стратиграфической последовательности, вне которой формации не удастся обособить практически ни в одном конкретном районе. Формационные элементы любого ранга связаны между собой отношениями последовательности. Если наборы горных пород, геоформации или формационные комплексы залегают друг на друге, в форме пластообразных тел, то эти отношения последовательности описываются с помощью понятия «выше — ниже» или «моложе — древнее». Отношения же между разнообразными интрузивными телами характеризуются понятиями «пересекает — пересекается», которые в принципе тоже сводятся к отношениям «моложе — древнее».

Использование *стратиграфического пространства* для описания и показа формационных структурных элементов земной коры не означает, что здесь мы выходим за рамки статической геологии. Ведь хорошо известно, что все так называемые временные, или историко-генетические,

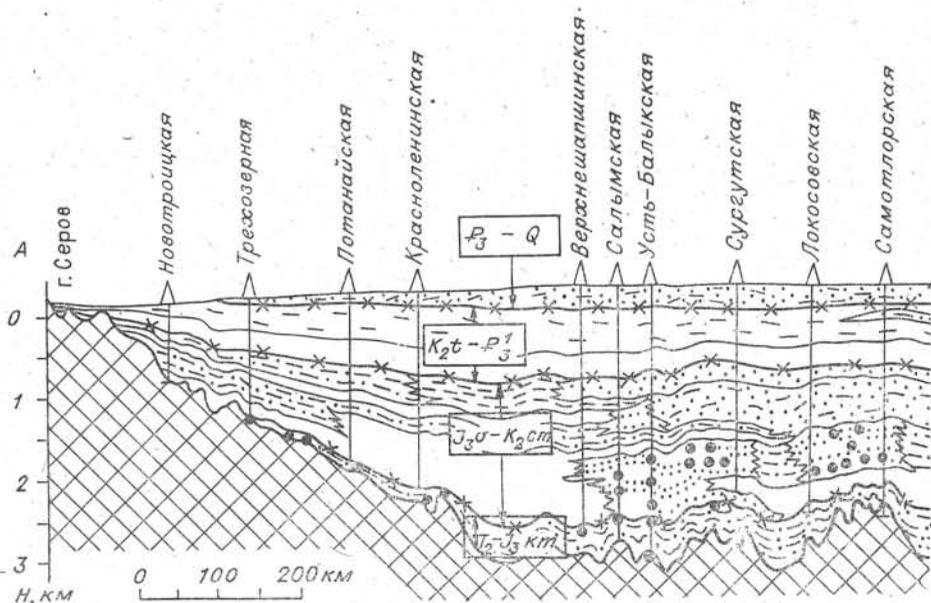


Рис. 7. Схематический структурно-формационный разрез мезозойско-кайнозойского плитного комплекса Западно-Сибирской платформы. По А. А. Трофимуку [1985].
Линию разреза см. на рис. 40.

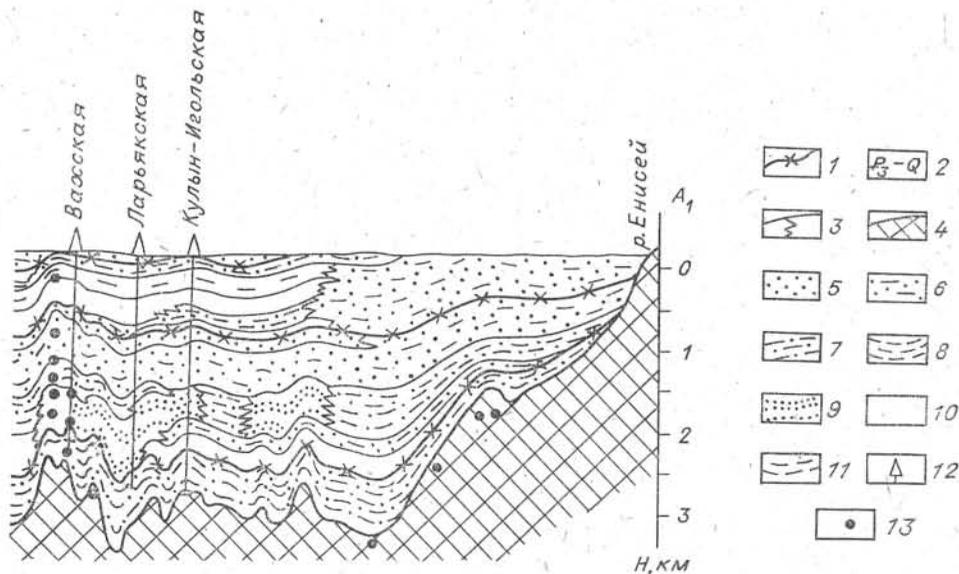
1 — границы формационных комплексов; 2 — их стратиграфические объемы; 3 — границы геоло-

построения отражают фактически наблюдаемые взаимоотношения между геологическими телами. Отношения стратиграфической последовательности в данном случае являются важнейшими: наблюдаемый в природе порядок в расположении формационных объектов «заставил» геологов выбрать соответствующее пространство для представления формационных структур. С помощью стратиграфического пространства описываются не столько «возраст» и «история», сколько те структурные связи между элементами, которые в формационной группе тектонических единиц земной коры (в наборах горных пород, геотемах и формационных комплексах) особенно четко проявлены.

Опыт описания геологического строения многих регионов убеждает в том, что информация о формационных структурах много легче усваивается, когда используются традиционные представления о течении времени, отраженные в общей стратиграфической шкале. Любая единица местной стратиграфической шкалы, как правило, является одновременно формационной единицей того или иного ранга. Поэтому и официальные литостратиграфические подразделения Международной шкалы весьма четко коррелируются с формационными единицами и структурными этапами разного ранга.

НАБОРЫ ГОРНЫХ ПОРОД КАК МЕЛЬЧАЙШИЕ ЕДИНИЦЫ ФАЦИАЛЬНОГО СОСТАВА ФОРМАЦИЙ

Наборы горных пород — это низшая единица в иерархии формационных объектов (см. рис. 1, табл. 3, 4). Термин *наборы горных пород* в отечественную литературу введен, вероятно, В. Е. Хаиним в 1959 г. [Геологические формации, 1982]. В этом названии достаточно точно отражено содержание самого понятия. Наборы горных пород могут быть представлены либо одним слоем горной породы (скоплением минеральных парагенезов одного типа), либо несколькими слоями горных пород разного вида. Соответственно различаются одно-, двух-, трех- и т. д. компонентные наборы горных пород. В составе ченчинской формации верхнего рифея Жуинско-Патомского прогиба Е. М. Хабаровым [1985], например, установлено 22 типа наборов горных пород, но не все из них образуют



гических формаций: 4 — нерасчлененное палеозойское основание плитного комплекса; 5—11 — фашиальный состав формаций: 5 — песчаные, 6 — глинисто-песчаные, 7 — песчано-глинистые, 8 — глинисто-алевритовые, 9 — песчано-глинистые континентально-морские, 10 — глинистые морские, 11 — глинистые и кремнистые; 12 — скважины; 13 — проявления нефти и газа.

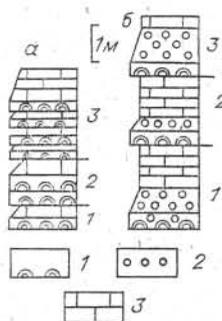


Рис. 8. Примеры строения двух- (а) и трехкомпонентных (б) карбонатных фаций в разрезе по р. Жуя. Верхний рифей Патомского нагорья. По Е. М. Хабарову [1985].

1—3 — известняки: строматолитовые (1), зернистые (2), кристаллические (3).

большие скопления. На рис. 8 показаны наиболее часто встречающиеся наборы горных пород, по которым всю эту формацию можно назвать карбонатно-строматолитовой, или рифогенной.

Такие элементарные наборы горных пород выступают в своеобразной роли мельчайших структурных единиц фациального вещества, фаций в широком смысле этого слова. Понятие *элементарный набор горных пород* отличается от понятия *фация* примерно так же, как отличается в химии понятие *молекула* от понятия *масса вещества данного вида*: фация определенного вида, например песчано-глинистая, может быть представлена, с одной стороны, элементарным набором, состоящим из слоя песка и глины, а с другой — скоплениями этих же наборов. Как и в случае с горными породами (см. гл. III), здесь мы снова сталкиваемся с двойственным смыслом термина *фация*: горные породы начинаются с элементарного парагенеза минералов, а фация — с элементарных наборов горных пород. Состав земной коры, таким образом, может характеризоваться химическим, петрологическим и фациальным вещественным составом.

В настоящее время более или менее ясно определились три основных направления в определении этого термина [Геологические формации, 1982]. Он используется для обозначения трех взаимосвязанных, но не совсем тождественных понятий: 1) фация (наборы горных пород определенного состава, литофация, породная группа), 2) фациальные условия и 3) фациальные признаки. Во избежание недоразумений, связанных с многозначностью данного термина, в последние годы предложено термином *фация* обозначать геологические тела определенного ранга, каковые начинаются с наборов горных пород. Для обозначения совокупностей тех признаков, по которым эти тела выделяются, используется термин *фациальные признаки*. Для обозначений современных и ретроспективных условий рекомендовано применять термин *фациальные условия*.

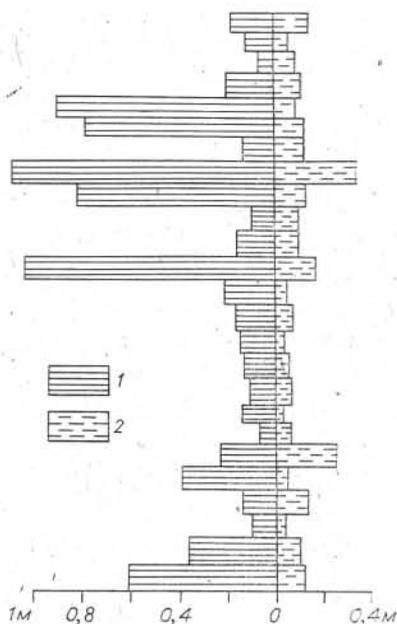
Наборы горных пород, наблюдаемые в конкретном стратиграфическом разрезе, согласно Н. С. Шатскому [1965], называются *фациальными сочетаниями*, а элементы осадочных толщ, фациально замещающие друг друга по стратиграфической латерали, обозначаются термином *фациальные ряды*.

Основными структурными типами наборов осадочных горных пород обычно считаются следующие: а) трансгрессивный набор горных пород — представлен такой их последовательностью, при которой в любом стратиграфическом разрезе снизу вверх наблюдается смена галечников песками, а последних — глинами и, наконец, известняками; б) регрессивный набор горных пород — имеет обратную последовательность в залегании слоев горных пород разного вида, т. е. заканчивается сверху галечниками; в) трансгрессивно-регрессивные наборы пород — характеризуются одинаковой сменой видов горных пород от подошвы и от кровли формации. (конгломерат — песчаник — известняк — песчаник — конгломерат и т. п.); г) монопородные наборы (пачки, свиты) — сложены однотипными горными породами.

Наборы горных пород являются самой низшей надпородной единицей в группе формационных подразделений земной коры. Трудности их выделения связаны с переходом от понятия вида горной породы как минерального парагенеза к понятию вида горной породы как структурного элемента, петрографически обособляемого в стратиграфическом пространстве: слои известняка, аркозового песчаника и т. п. Теоретической предпосылкой к обособлению таких слоистых объектов, сложенных горными

Рис. 9. Характер изменчивости мощностей в слоях алевролит-аргиллитовой фации, образованной двухкомпонентными наборами вида аргиллиты — алевролиты. Фрагмент из разреза тиньовской свиты по р. Лене. Нижний кембрий Ангаро-Ленского прогиба [по Бахтурову, 1985].

1 — аргиллит; 2 — алевролит.



породами разного вида, как показывает история стратиграфии и литологии, послужили представления о ритмичности осадконакопления и о миграции береговой линии в ходе отложения осадочных слоев. Наборы горных пород, выраженные в ритмах первого порядка, представляют собой наименьшую единицу повторения в разрезе последовательного ряда слоев (рис. 8, 9). Эти ритмы первого порядка (элементарные ритмы) характеризуются закономерной сменой пород, однозначно меняющих свои свойства по разрезу и, как правило, не повторяющихся в пределах одного набора.

Среди наборов горных пород различаются формациеобразующие наборы — обязательные по Н. С. Шатскому [1965] члены формаций и второстепенные (акцессорные) элементы, присутствие которых существенно не влияет ни на фациальный состав, ни на структуру более крупных формационных единиц. При этом далеко не все виды наборов горных пород, встречающиеся в конкретной геологической формации, образуют в ней самостоятельные фациальные зоны. В тиньовской формации кембрия Ангаро-Ленского прогиба, например, из 20 выделенных С. Ф. Бахтуровым [1985] наборов горных пород разного вида только 11 образуют фациальные скопления, или сообщества, из которых три сложены трехкомпонентными, а восемь — двухкомпонентными наборами горных пород (см. рис. 9). Наборы осадочных горных пород обычно связываются с представлениями о ритмичности (цикличности) процессов осадконакопления, а наборы магматических горных пород — с представлениями о магматической их дифференциации.

В региональной геологии подобные наборы горных пород стали обособляться и использоваться прежде всего в качестве обобщенной фациальной характеристики состава крупных породных ассоциаций, для показа на обобщенных разрезах фациальной зональности сначала осадочных, а затем и магматических толщ. Дело в том, что использовать для этого отдельные виды горных пород нерационально: пришлось бы каждый раз приводить полный перечень всех видов горных пород, которых даже в относительно маломощном разрезе встречается достаточно много. Перечень же наборов, обычно небольшой, позволяет дать обобщенную качественную характеристику состава всей толщи в целом.

По этой причине, очевидно, на первых стадиях изучения породных наборов внимание обращалось главным образом на их состав и наиболее распространенным термином для обозначения данных формационных единиц был термин *фация*. Общая систематика наборов горных пород и классификации образуемых ими фациальных зон, или *фаций*, разработаны пока очень слабо. Но уже по крайней мере с 1950-х годов выделяются *многопородные (разнопородные)* и *однопородные фации*, а наиболее часто встречающиеся виды наборов осадочных и магматических пород используются в общих классификациях горных пород и геотемпороформаций.

Геоформации представляют собой закономерное сочетание наборов горных пород (фаций). Заслуга введения в науку в 1894 г. этого понятия принадлежит, как считают многие ученые, М. Бертрану [Геологические формации, 1982].

Можно считать, что геологические формации (от лат. «земля» и «образование», «начертание») — это геологические тела, более крупные по рангу, чем наборы горных пород, обладающие определенной целостностью, благодаря которой они могут в стратиграфическом пространстве выступать в качестве самостоятельных структурных единиц (см. рис. 7).

В справочнике «Геологические формации» [1982] имеется более 70 определений, в которых геоформации представляются в виде естественных геологических тел, сложенных наборами горных пород (фациями), связанными между собою таким образом, что образуют целую структурную единицу. Однако эти определения противоречат, как заметил в 1959 г. В. И. Попов, часто наблюдаемой в природе разобщенности формаций. Они нередко встречаются в виде отдельных формационных залежей — частей формаций, которые в геоморфологическом пространстве могут быть совершенно изолированы друг от друга (рис. 10). Эти факты известны всем геологам. Но почему же тогда они объединяют пространственно разобщенные части в целую структурную единицу под названием *геологическая формация*? Дело в том, что формационные объекты обособляются не в обычном геоморфологическом, а в топологически видоизмененном стратиграфическом пространстве (см. гл. II). Поэтому почти во всех известных определениях особо подчеркивается, что объединять наборы горных пород (фаций) в более крупные структурные единицы можно лишь исходя из их генетических, или парагенетических, связей, генетической сопряженности формационных элементов в пространстве и во времени. Это значит, что в данном случае речь идет не о геоморфологическом пространстве представлений изучаемых структур, а о стратиграфическом пространстве.

На тесную связь геоформаций с тектоническими структурами, режимами и стадиями указали в своих работах Н. С. Шатский [1964, 1965], Н. Б. Вассоевич [1966], В. Е. Хаин [1973а, б] и многие другие. Обзор приведенных в этих работах и в справочнике «Геологические формации» [1982] определений геоформаций показывает, что в основу обособления формационных единиц данного ранга с самого начала их выделения было положено именно внутреннее строение стратиграфических разрезов оса-

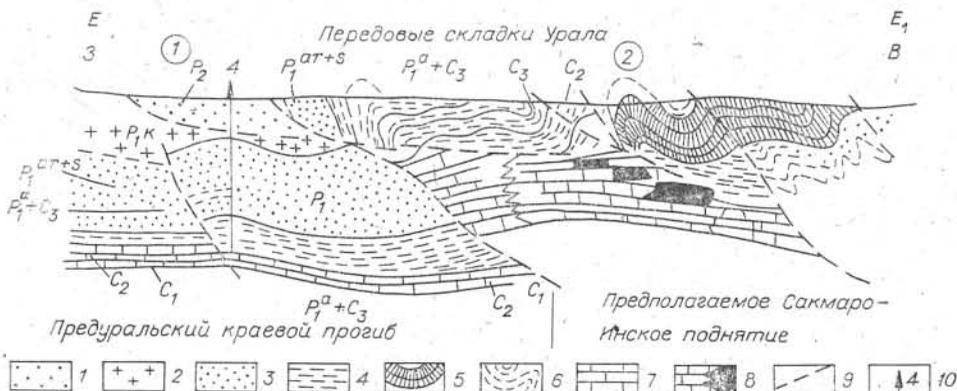


Рис. 10. Структурно-формационный профиль через зону передовых складок Оренбургско-Актюбинского Приуралья. По И. К. Корольку и А. Д. Сидорову (из книги Е. Л. Меламуд [1981]). Линию разреза см. на рис. 39.

1—4 — формации краевого прогиба: 1 — красноцветная моласса, 2 — соленосная моласса, 3 — сероцветная моласса, 4 — шпировая формация; 5, 6 — формации флишевого прогиба: 5 — отделенно-кремнистая, 6 — кремнистая; 7, 8 — формации краевого антиклинального поднятия: 7 — слоистых известняков, 8 — банково-рифовая; 9 — разрывные нарушения; 10 — скважина. Цифры в кружках: 1 — Петровская, 2 — Богдановская антиклинали.

дочных толщ, а не усредненный их петрографический состав, рассматриваемый независимо от структуры. В. Е. Хани [1973б], например, к основным признакам относит все главные критерии, характеризующие структуру геотформаций: набор определенных пород (литофаций), характер их переслаивания, форма тела. По этим структурным критериям фактически выделяются все тектонические формации, или главные *структурные группы геотформаций*, такие как аспидная, флишевая и молассовая, платформенная карбонатная формация и формация рифовых известняков, порфировая, спилит-кератофировая и др. Структурные группы осадочных геотформаций намечаются эмпирическим путем — по частой встречаемости характерных чередований наборов горных пород в стратиграфическом разрезе осадочных толщ. Внутренняя структура предварительно выделенных типов тектонических формаций (флишевой, молассовой и др.) затем изучается с помощью детального анализа строения соответствующих стратиграфических колонок и профилей, с тем чтобы четко обособить в составе геотформации наборы горных пород, т. е. те фациальные сообщества, которые определяют состав данной формации (см. рис. 6—10). Наборы горных пород иногда принимаются за элементарную структурную ячейку геотформации — парагенетическую ячейку Е. А. Баскова и др. (1971 г.), элементарный парагенез пород Э. И. Кутырева (1973 г.), кванты организации И. В. Крутя (1978 г.), элементарную породную ассоциацию И. В. Хворовой (1963 г.); многослой Н. Б. Вассоевича (1951 г.) и др. (см. справочник «Геологические формации» [1982]). По данным детального изучения структуры стратиграфических колонок определяются характер перемежаемости наборов горных пород в разрезе, направленность в изменении их строения и типы существующих между ними связей.

В настоящее время проблема обособления геотформаций на основе их общей систематики по упомянутым выше структурно-вещественным характеристикам еще не решена, а находится на стадии эмпирического обособления наиболее типичных их видов. Некоторые представления об этих намечающихся в конкретных регионах типах геотформаций дают рис. 6—10. При определении видовой принадлежности конкретной формации учитываются два главных признака: состав доминирующих породных наборов (песчаник, глина, известняк и т. д.) и внутренняя структура самих наборов. Чем четче выражена ритмичность стратиграфического разреза формации, тем более высокой степенью упорядоченности характеризуется ее внутренняя структура.

По типу ритмичности или жесткости каркасной структуры формации выстраиваются в непрерывный ряд от полностью неритмичных к грубо-, средне-, мелко- и тонкоритмичным. Наиболее упорядоченным строением, по В. М. Цейслеру [1979], обладают мелко- и тонкоритмичные флишевые формации. Элементарная совокупность слоев, повторяемостью которых образовано тело формации, наиболее легко устанавливается в монотонных толщах ритмического строения — во флишах и угленосных сериях, сложенных практически одним видом наборов горных пород, которые явно доминируют в составе всей формации в целом. Это монофациальные геотформации типа таврической серии Крыма. Песчаник, алевролит и аргиллит являются обязательными членами в подавляющем большинстве наборов горных пород данной формации. Другие наборы встречаются спорадически и являются второстепенными (акцессорными) элементами этой формации. В. М. Цейслер [1979] предложил систематизировать структуру по характеру строения формациеобразующих наборов (рис. 11). Легко видеть, что эта классификация отражает различия в строении фаций. Полифациальные геотформации состоят из различных наборов горных пород, и данная классификация пригодна лишь для описания отдельных частей таких геотформаций. По Н. С. Шатскому [1965], тектонические формации могут быть симметричными, если смена фаций в них идет от центральных частей формаций во все стороны к периферии, и асимметричными, когда распределение фаций резко одностороннее, от одного края к другому часто прослеживается один ряд фациальных зон (см. рис. 7).

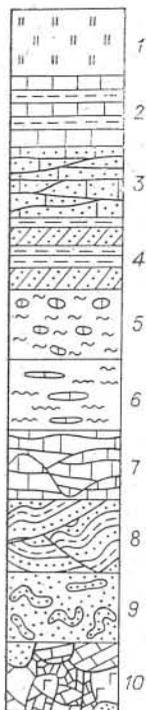


Рис. 11. Типы структур осадочных формаций [по Цейслеру, 1979].
 1 — однородная (массивная); 2 — параллельно-слоистая; 3 — линзовидно-слоистая; 4 — косослоистая; 5 — желваково-вкрапленная (гнездовая); 6 — линзовидно-вкрапленная; 7 — биогермная; 8 — слоистоеформированная; 9 — спутанно-слоистая; 10 — глыбовая (олистостромовая).

Рассмотрим несколько классических типов строения формаций. *Флишевую группу тектонических формаций* принято считать почти хрестоматийным примером осадочных геоформаций.

Объекты этого типа, как известно, выделялись еще М.Бертраном [Bertrand, 1897], который в Альпах и других горных областях установил повторяющуюся стратиграфическую последовательность геоформаций: 1) гнейсы, 2) сланцевый флиш, 3) грубый флиш, 4) пуддинги и молассы (красноцветные песчаники). Термин *флиш* введен в геологическую литературу более века назад А. Штудером для обозначения песчано-сланцевых отложений Швейцарских Альп. С тех пор опубликовано немало работ, посвященных составу и внутреннему строению флишевых формаций. Чем же отличается флишевая формация от других, «нефлишевых», геоформаций? В справочниках и в геологических словарях отмечается, что ритмичность флишевых толщ — самая важная особенность строения флиша [Геологические формации, 1982].

По определению Н. Б. Вассоевича, флиш представляет собой серию морских осадков, состоящих обязательно из регулярно чередующихся и образующих ритмы зернистых и незернистых пород независимо от их состава. Особая ритмичность — общее свойство флишевых образований.

Флишевая формация по Б. М. Келлеру — это мощные толщи равномерного чередования пород с ритмичным распределением в них обломочного материала. Элементом флишевой формации являются ритмы, т. е. наборы горных пород, характеризующиеся переходом снизу вверх от грубозернистых к тонкозернистым породам. В терригенном флише различают двучленные (песчаник — аргиллит) и трехчленные наборы горных пород (песчаник — мергель — аргиллит).

И. В. Архипов [1973] считает (и с этим трудно не согласиться), что данные определения наиболее удачно выявляют и устанавливают то главное, что объединяет разные формулировки понятия *флиш*, составляет основу этого понятия. Из определения ясно следует, что флиш как определенный тип формаций (их класс, род, семейство или вид — это пока не ясно) выделяется по структурному критерию — особому типу ритмичной слоистости.

За исключением некоторых немногочисленных типов горных пород («запрещенных» для флиша, по Н. Б. Вассоевичу), во флише встречаются, по существу, все разновидности терригенных (обломочных) глинистых и хемогенных осадков, а также осадочно-вулканогенные фации.

Широко распространенное мнение, что состав флишевых формаций ограничен вполне определенными типами пород и что многие осадки «запрещены» для флиша, не без основания уже давно многими геологами поставлено под сомнение. Трудно даже сказать, какие из формациеобразующих отложений морского типа не встречаются во флише. Поэтому обоснованность отнесения осадочных толщ разного состава к разряду флишевых формаций представляется очевидной.

Главным критерием для отнесения той или иной формации к флишевой группе был и остается, очевидно, структурный признак — правильная ритмичная слоистость особого типа, которой могут обладать разные по составу осадочные толщ.

Определенные виды флишевых геоформаций, как и виды любых других структурных элементов, устанавливаются по структурным и веществ-

ным критериям одновременно. Вид флишевой формации определяется обычно введением дополнительного прилагательного, означающего, о каком именно по вещественному составу флише идет речь: песчано-глинистый, карбонатно-глинистый и т. д.

Флишевые формации отличаются исключительным постоянством и правильностью повторения в разрезе громадного числа одних и тех же наборов горных пород (терригенно-глинистых, карбонатно-глинистых и др.). Подобного многократного закономерного чередования пород разного состава, т. е. правильной ритмичности, или цикличности, в структуре мощных разрезов осадочных отложений мы нигде не встречаем среди нефлишевых толщ.

При сравнении состава флишевых ритмов с наборами горных пород в молассовых, платформенных, карбонатных и других геотформациях выявляется неразличимость их по фациальному составу [Архипов, 1973; Чалышев, Сорвачев, 1977; и др.]. Это хорошо видно, например, при сравнении верхнемеловых формаций альпийского плитного комплекса Скифской платформы с одновозрастными формациями миогеосинклинальной зоны южного склона Большого Кавказа.

По заключению В. М. Цейслера [1977, с. 69], отмеченная им на всей территории юга СССР мегаритмичность изменения вещественного состава отложений в равной степени характерна для зон распространения как флишевых, так и нефлишевых формаций. В Новороссийском синклинии, например, нижнему элементу такого мегаритма соответствует толща верхнемелового терригенного (или вулканогенно-терригенного) флиша, среднему — карбонатного флиша и верхнему — снова терригенного флиша. Следовательно, фациальный состав флишевых формаций в частных случаях может соответствовать составу одновозрастных нефлишевых формаций. Это значит, что для систематики флишевых (а возможно также и всех других структурных групп осадочных формаций) могут быть использованы единые обобщенные характеристики фациального состава осадочных толщ. В качестве «мельчайших частиц вещества» в таких характеристиках состава обычно выступают «карбонатные», «терригенные», «карбонатно-терригенные» и другие фации, представленные наборами горных пород соответствующего вида (см. рис. 6, 8, 9).

Итак, *флишевая группа геотформаций* отличается от нефлишевых не по фациальным характеристикам и составу наборов горных пород, а по структурным признакам. Флишевые геотформации, как и одновозрастные с ними нефлишевые формации, могут состоять практически из одних и тех же наборов горных пород (фаций), объединяемых в разные геотформации по критерию структурного единства образуемых ими стратиграфических парагенезов. Причем в структурную характеристику геотформации в качестве основного критерия вводится стратиграфическая мощность геотформации, соотношенная с мощностью слагающих ее наборов горных пород. Именно в этом, вероятно, и заключается принципиальное различие между группами флишевых и нефлишевых тектонических формаций. Оно достаточно четко устанавливается даже тогда, когда разные по своей структуре формации (флишевая, орогенная, платформенная и т. п.) входят в состав одной и той же вещественной группы: карбонатных, терригенных или терригенно-карбонатных формаций.

Например, карбонатный флиш сенона южного склона Большого Кавказа и одновозрастная ему карбонатная формация Предкавказья, как правило, не рассматриваются в качестве геотформаций одного вида, хотя все эти формационные единицы по признаку вещественного состава относятся к одному и тому же карбонатному типу (группе или классу). Они различаются фактически только по структурному критерию, по которому их разделяют на «флишевый» и «платформенный» типы. В основе обособления видов осадочных геотформаций, следовательно, лежат вещественные и структурные критерии, фациальный состав и характер слоистости.

Структура геотформаций, так же как и структура наборов горных пород, описывается в стратиграфических координатах.

Сравнение внутреннего строения эмпирически выделенных типов осадочных формаций, таких как флишевая, молассовая, аспидная и другие, приводит к выводу, что стратиграфическая структура геоформаций является решающим критерием, с помощью которого характеризуется внутреннее строение формационных единиц данного ранга и внешняя их форма (см. рис. 7). Этот вывод согласуется и с результатами по изучению структурной группы молассовых формаций.

Первоначально геологи, изучавшие Альпы, в частности А. Гейм, к молассовым формациям относили только грубообломочные плохосортированные толщи. Теперь понятие *моласса* приобрело ряд других значений в связи с тем, что этим термином стали обозначать объекты разных рангов и видов: фации, геоформации, формационные комплексы и даже многоэтажные по своей структуре комплексы орогенных тектонических впадин в полном их объеме. К молассам, или орогенным формациям, не во всех случаях обоснованно относятся, таким образом, комплексы всех тех отложений, которыми выполнены межгорные, краевые и наложенные тектонические впадины; в составе последних, конечно, нередко присутствуют и собственно орогенные формации. Но их в составе некоторых орогенных впадин может вообще не быть. Мраморное, Эгейское, Адриатическое и другие моря Альпийского пояса служат тому примером. В межгорных и краевых прогибах собственно молассовые формации тоже распространены обычно в узких зонах этих прогибов или образуют отдельные этажи (см. рис. 12). Поэтому к молассовым (ороженным) тектоническим формациям следует относить лишь те формационные единицы межгорных и краевых прогибов, которые формируются в собственно орогенный этап развития складчатой области [Муратов, 1975; Чиков, 1978].

Некоторые платформенные формации имеют одинаковый по наборам горных пород фациальный состав с классическими орогенными формациями. Такие платформенные формации, фациально сходные с красноцветными континентальными молассами орогенных впадин, В. Е. Ханн в 1971 г. предложил назвать *телеорогенными*. Последние накапливаются в условиях нормального платформенного режима за счет проникновения фаций грубого терригенного материала из смежных областей, вступивших в орогенный этап развития. Орогенные платформенные формации, следовательно, находясь в составе плитных комплексов чехла платформы, имеют практически тот же фациальный состав, что и настоящие молассы орогенных впадин, т. е. относятся с ними к одной и той же фациальной группе. В то же время они отличаются от классических молассовых формаций по своей структуре и форме обособления и по этим признакам попадают уже в структурную группу платформенных формаций. Орогенные, или молассовые, формации накапливаются в горных областях, в изолированных и полуизолированных бассейнах. Существенная обособленность областей их аккумуляции находит отражение в фациальной структуре орогенных формаций (см. рис. 13). В них отмечаются сложные фациальные зоны, в которых трудно выделить какое-либо одно направление наименьшей фациальной изменчивости, так как фациальные ряды в разных направлениях могут значительно отличаться друг от друга. Молассовые формации по этим критериям их строения качественно отличаются как от типично платформенной группы, так и от рассмотренной выше структурной группы флишевых формаций. Но по общему фациальному составу (по общей литологии, как писал Н. П. Херасков [1967]) все эти классы осадочных геоформаций могут быть между собою сходными, практически неразличимыми и попадать соответственно в одни и те же вещественные группы.

Орогенные геоформации, как и флишевые, различаются по фациальному составу. По этому критерию выделяются также их виды, как нижняя и верхняя моласса, каждая из которых может быть представлена разными наборами горных пород. К молассам чаще всего относятся такие орогенные формации, которые сложены преимущественно терригенными наборами горных пород. Помимо этого, среди молассовых и орогенных формаций в зависимости от фациального их состава различаются также лагун-

ные, или лимнические, галечниково-песчано-глинистые (угленосные и безугольные) и многие другие виды геотформаций, которые относятся к орогенной группе лишь по сходству их геометрической формы и однородности их внутреннего строения в стратиграфическом пространстве.

Группа платформенных геотформаций имеет другую форму и характеризуется своим типом внутреннего строения, который служит наряду с геометрической формой их обособления в стратиграфическом пространстве важнейшим диагностическим признаком платформенных формаций. Платформенные формации обладают относительно малой мощностью и сохраняют постоянный характер разреза в пределах значительной площади. Эти структурные особенности свидетельствуют о том, что накопление платформенных формаций происходило в условиях равнины, преимущественно подводной, реже континентальной, осложненной локальными пологими поднятиями, которые вызывают лишь предельно постепенные изменения в фациальном составе и в мощностях. В группу платформенных тектонических формаций включаются все формации с только что охарактеризованными структурными особенностями и специфической формой их обособления в стратиграфическом пространстве в виде практически непрерывного маломощного осадочного покрова, занимающего огромные площади (см. рис. 7).

Группа олистостромовых, или микситовых, формаций представлена разнообразными формационными единицами, состоящими из хаотически нагроможденного несортированного глыбового материала (см. рис. 11). Они были известны еще в конце прошлого столетия, но до сих пор описываются разными авторами под различными наименованиями: меланж, тиллиты, тиллитоподобные конгломераты, дикий флиш, мегабрекчии, олистостромы, микситы и др. [Schermernhorn, 1966; Леонов М. Г., 1983]. Главная структурная особенность формационных единиц данного класса — хаотичность их внутреннего строения. Среди наиболее существенных признаков таких геотформаций называются: 1) наличие разнообразного по своим размерам и форме грубокластического материала; 2) наличие перемешанных между собой наборов осадочных, магматических и метаморфических горных пород; 3) хаотичное их размещение в теле формации; 4) наличие двух разнородных составляющих: стратифицированного матрикса и разноориентированных в стратиграфическом пространстве включений.

Практически все известные в настоящее время олистостромовые, или микситовые, формации характеризуются асимметрией строения, которая особенно отчетливо проявляется в краевых зонах этих формаций. По их структуре, как показали исследования М. Г. Леонова [1983], можно различать по крайней

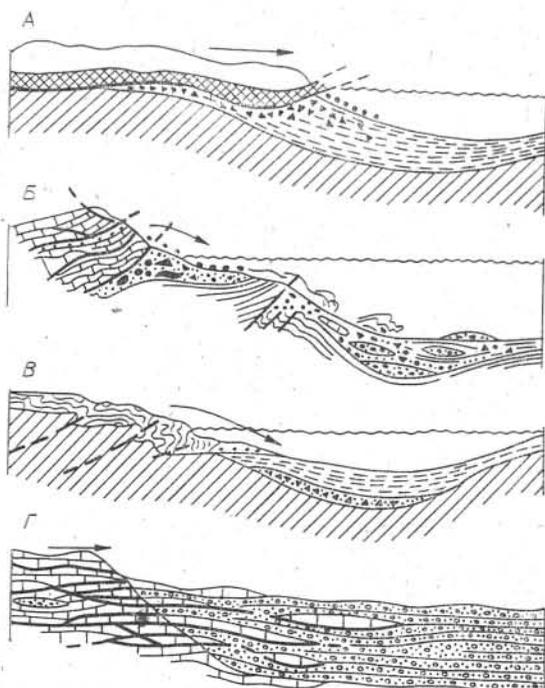


Рис. 12. Четыре типа строения краевых зон в олистостромовых (микситовых) формациях: ликийский (А), кавказский (В), гарцский (В) и дарвазский (Г) [по Леонову М. Г., 1983]. Стрелками указаны направления горизонтальных тектонических движений, которые разными способами формировали микситы этих типов.

мере четыре типа микститов (рис. 12). Формирование каждого из них объясняется различными условиями проявления горизонтальных движений. Ликийский тип связывается с деформацией перидотитовых комплексов (меланократового фундамента), их меланжированием и выжиманием в верхние горизонты земной коры. В кавказском типе микститовых формаций идут уже тектонические расчешуивание и брекчирование пород крупных массивов с гранитно-метаморфическим основанием и осадочным чехлом платформенного типа. Образование микститов гарцского типа сопровождается дроблением и перемешиванием составных частей некогда единого разреза. Наконец, микститовые формации дарвазского типа связаны с обязательным наличием горных массивов и моласовых впадин и тектоническим выжиманием (выдавливанием) тектонических брекчий и пластин из подошвенной части уступов, сформированных надвигами.

Подводя итог обсуждению критериев обособления тектонических формаций, подчеркнем, что разные их виды, как и виды всех других фундаментальных объектов, выделяются по структурным и вещественным характеристикам одновременно: только сходство фациального состава и внутреннего строения позволяет относить конкретные геотформации к одному и тому же виду: карбонатно-глинистый флиш, песчано-глинистая платформенная формация и т. п.

Структура тектонических формаций представляется в стратиграфическом пространстве. Тип ритмичности, характер переслаивания наборов горных пород, форма фациальных зон и форма всего формационного тела описываются с учетом последовательности в залегании элементов и относительной их стратиграфической мощности.

Выделенные по структурным и вещественным характеристикам виды тектонических формаций (терригенно-карбонатная флишевая, карбонатная платформенная, континентальная моласовая и др.) позволяют затем по анализу стратиграфического разреза намечать для каждой конкретной зоны или области земной коры соответствующие стадии их развития и выявлять миграцию по стратиграфической вертикали и горизонтали зон, представленных разными геотформациями. Такой анализ, в частности, приводит к обособлению в осадочном слое земной коры, как это видно на рис. 7, еще более крупных тектонических единиц, называемых формационными комплексами.

ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Формационные комплексы — это самые крупные региональные стратиграфические единицы, обычно очень четко обособленные по составу и структуре от подстилающих и вышележащих образований в пределах некоторой тектонической зоны или целой области. Они часто соответствуют стратиграфическим сериям и состоят из различных по своему составу и возрасту геотформаций. Последние в практике геологического картирования, как правило, выделяются в качестве свит — главных объектов региональной стратиграфии и исторической геологии (рис. 13). В тектонических зонах многоярусного строения формационные комплексы нередко выделяются также в качестве *структурных этажей*, отвечающих определенным этапам развития данного региона.

Различия в структуре и составе осадочных толщ, отнесенных к разновозрастным формационным комплексам, отчетливо видны при рассмотрении всей площади их соприкосновения в целом. На отдельных участках здесь могут наблюдаться случаи как постепенного (см. рис. 7), так и резкого (см. рис. 13, 14) перехода по стратиграфическому разрезу одних формаций в другие. Перерывы и угловые несогласия облегчают выделение формаций любого ранга, особенно в однообразных по фациальному составу толщах, однако размывы на границах формационных единиц представляют частный случай их взаимоотношения в конкретных стратиграфи-



Рис. 13. Формационные комплексы Билячканской впадины. По А. А. Константинову-Скочу [1974].

Состав формаций: 1 — гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты архейского фундамента; 2 — эффузивы основного и среднего состава; 3 — эффузивы кислого состава; 4 — песчаники преимущественно кварцевые; 5 — песчаники преимущественно аркозовые грубозернистые; 6 — полимиктовые грубозернистые песчаники; 7 — конгломераты, гравелиты; 8 — линзы глауконитовых песчанников; 9 — линзы железистых песчанников и кварцево-магнетитовых руд; 10 — гранитоидные субщелочные и щелочные интрузии, сиениты (Улканский массив и др.). Среднепротерозойский формационный комплекс (улканская серия): tr — топориканская, ul — улкачанская, el — элгэтойская, br — биридинская свиты. Нижнерифейский формационный комплекс: kl — конкулинская, gn — гнамская свиты.

ческих разрезах. В чехле платформ, например, имеются формационные комплексы по крайней мере двух типов. Комплексы первого типа связаны с поднятиями. Слагающие их геотектонические комплексы по структуре стратиграфического разреза, очевидно, очень близки так называемым «геоантиклинальным» комплексам складчатых областей. Формационные единицы такого типа на платформенных поднятиях также представлены контрастным (благодаря наличию частных прерывов в осадконакоплении) чередованием наборов горных пород. Комплексы второго типа характерны для унаследованных платформенных прогибов.

Разнообразные условия осадконакопления и неодинаковый исходный материал приводят иногда к существенным различиям в структуре и составе разновозрастных комплексов на платформах, в складчатых зонах и орогенных впадинах. Обычно латеральная зональность в формационных комплексах платформенных чехлов проявлена в целом гораздо слабее.

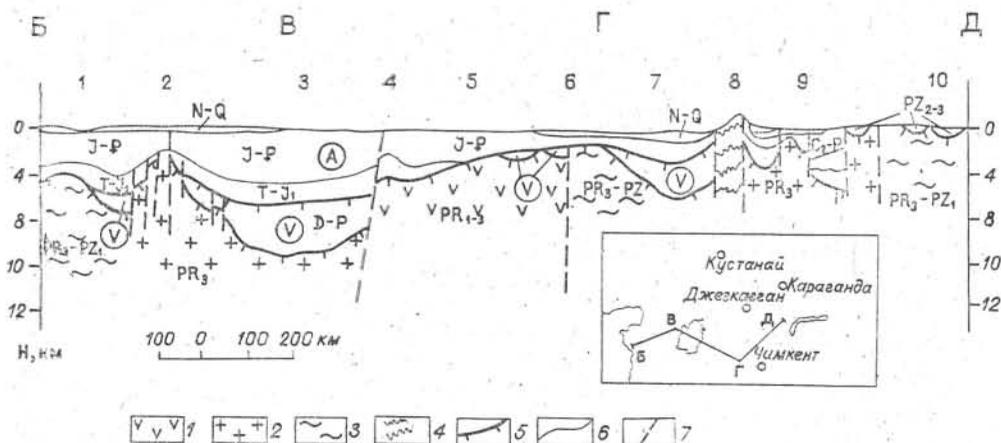


Рис. 14. Тектонические и формационные комплексы в чехле Туранской платформы [по Абдулину и др., 1981, упрощено].

1—4 — консолидированный фундамент: 1 — вулканогенно-осадочный слабометаморфизованный, 2 — преимущественно гранито-гнейсовый, 3 — гранито-гнейсовый и сланцевый, 4 — складчатый; 5 — границы тектонических комплексов; 6 — границы формационных комплексов; 7 — разломы. Тектонические комплексы чехла обозначены буквами: А — альпийские, В — варисийские. Тектонические формы чехла обозначены цифрами: 1 — Южно-Мангышлакский прогиб, 2 — Центрально-Устюртский вал, 3 — Северо-Устюртская впадина, 4 — Арало-Кызылжумский вал, 5 — Восточно-Аральская впадина, 6 — Акнырско-Кумкалинская седловина, 7 — Сырдарьинская впадина, 8 — приразломная зона Большого Каратау, 9 — Чу-Сарысуейская впадина, 10 — Чу-Илийское поднятие.

Может быть, именно по этой причине на платформах геотформации (зональные формационные единицы) часто не выделяются, а показываются лишь формационные комплексы и соответствующие им структурные этажи (рис. 14).

С другой стороны, хорошо известно, что общая последовательность в залегании формационных комплексов, относящихся к одному и тому же тектоническому циклу (альпийскому, герцинскому и т. д.), на огромных территориях может оставаться принципиально одинаковой. Так, по данным В. М. Цейслера [1977], в альпийских формационных комплексах Горного Крыма, Восточного Кавказа, Большого Балхана, Копетдага, Центрального Ирана и Северного Афганистана выделяются следующие «фоновые» стратиграфические ряды: 1) терригенный формационный ряд (верхний триас — средняя юра), 2) карбонатный (верхняя юра — нижний мел — эоцен), 3) терригенный (олигоцен — нижний миоцен).

Общая систематика формационных комплексов пока не разработана. Сделаны лишь некоторые попытки классифицировать их по характеру внутреннего строения и то только для тех случаев, когда они представлены отдельными прогибами. Среди таких прогибов М. В. Муратовым в 1949 г. [1975] были выделены трансгрессивные, регрессивные и смещенные типы.

Таким образом, формационные комплексы являются самыми крупными формационными единицами. Их внутренняя структура еще представ-

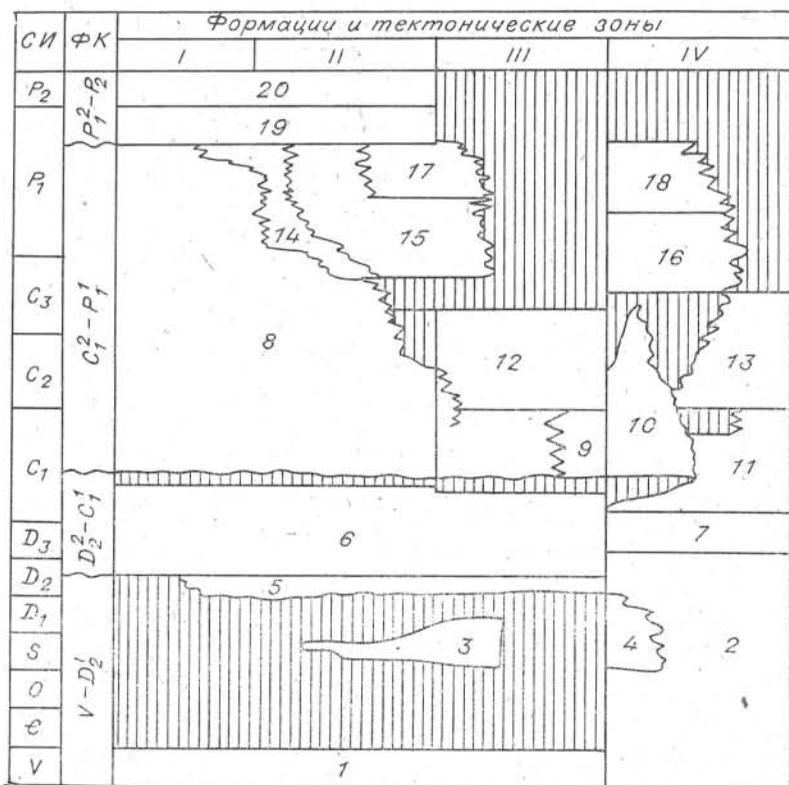


Рис. 15. Формационные комплексы, тектонические формации и зоны Южного Приуралья [по Королюк и др., 1983, упрощено].

СИ — стратиграфические единицы, ФК — формационные комплексы. I—IV — тектонические зоны: I — восточная окраина Европейской платформы, II — Бельская впадина; III — западный склон Башкирского поднятия, IV — Залаирский прогиб. 1—20 — геологические формации: 1 — бавлинская молассовая, 2 — кремнистых сланцев, 3 — фалаховая, 4 — рифовая, 5 — такатинская фалаховая, 6 — комплекс карбонатных формаций, 7 — зилайская аспидная, 8 — байтуганская известняков, 9 — предполагаемая зона переходных формаций, 10 — банково-рифовая, 11 — курульская карбонатно-спонголитово-кремнистая, 12 — зилмская кремнисто-карбонатная «матрасная», 13 — южно-дралеская, флишевая, 14 — ишимбаевская биогермных массивов, 15 — селеукская депрессионная, 16 — ассельская шпировая, 17 — сероцветная моласса, 18 — сероцветная моласса (зилайская), 19 — эвапоритовая, 20 — красноцветная.

ляется в стратиграфическом пространстве, но в качестве самостоятельных структурных единиц они чаще показываются в обычном геоморфологическом пространстве земной коры: на структурно-формационных картах и профилях (см. рис. 7).

В отдельных тектонических зонах формационные комплексы и слагающие их формации часто образуют последовательный ряд этажей, каждый из которых по своему составу и структуре отчетливо отличается от более древних, представленных формационными комплексами и геоформациями других видов, что четко устанавливается на примере многих областей (см. рис. 7, 14, 15).

Такая направленная последовательность в залегании формационных комплексов и формаций в пределах тектонической зоны в Зилаирском синклинории на Урале, например, представлена в стратиграфическом разрезе формационным рядом: кремнистая, аспидная, спонгилитово-кремнистая, флишевая, шлировая, молассовая (вертикальная колонка IV на рис. 15). Подобные формационные ряды в разных тектонических зонах могут быть различными (колонки I—III на том же рисунке). Выявляя ряды формационных комплексов и тектонических формаций, геологи раскрывают внутреннюю структуру конкретных тектонических зон и комплексов и получают одновременно основание для их классификации как по структуре, так и по условиям тектонического режима того времени, когда формировались данные объекты.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИОННЫЕ ЕДИНИЦЫ РАЗНОГО РАНГА

Термин *магматические формации* широко используется для обозначения по крайней мере трех разных по своему рангу парагенезов магматических горных пород: 1) породных групп, или наборов; 2) магматических геоформаций; 3) формационных комплексов, или магматических формационных групп. В самом общем виде магматические формации понимаются как совокупность первично ассоциированных магматических пород и их тел регионального и более крупного масштаба, взятая в природных границах для целей формационного анализа [Кузнецов Ю. А., 1973; Кузнецов Ю. А. и др., 1976].

По сути дела, еще в середине прошлого века в геологических работах появились представления о парагенезах магматических горных пород — упоминания о группах, сериях или свитах изверженных пород, обнаруживающих родственные черты. В 1886 г. Джаддом (Judd) было введено понятие о петрографических провинциях, сложенных однотипными группами магматических горных пород. Термин *формация* для описания магматических формационных единиц впервые, по-видимому, стал использовать Ф. Ю. Левинсон-Лессинг [1898]. Затем Г. В. Тиррель (Turrill, 1926, 1933 гг.) вводит понятие о «родственных группах» магматических горных пород, которыеобладают некоторой общностью: совместным нахождением во времени и пространстве, сходством химических, минералогических, структурных и геологических особенностей.

Систематическое изучение магматических, или петрографических, формаций началось, очевидно, после работ Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, указавшего на то, что «...естественные сообщества горных пород возбуждают... вопрос о причинах тех или иных сочетаний горных пород и об их генетическом взаимодействии. Таким путем, наряду с описательной петрографией, возникает учение о петрографических формациях и о петрографических провинциях...» [Левинсон-Лессинг, 1933, с. 31]. Позже для обозначения магматических формационных единиц разного ранга появились специальные термины: *магматические комплексы, группы формаций, породные группы* и многие другие, приведенные в справочнике «Геологические формации» [1982]. Содержание понятий, обозначаемых этими терминами, в разных работах не оставалось постоянным, в результате че-

го современная терминология магматических формационных единиц неоднозначна, т. е. одинаковыми терминами в литературе нередко обозначаются совершенно разные объекты.

Понятию *магматический комплекс*, например, первоначально приписывался ранг надформационного сообщества, т. е. этим термином обозначались самые крупные магматические объекты — формационные комплексы или ряды магматических формаций. Затем его либо стали рассматривать наравне с понятием о формации, либо обозначать им наиболее мелкие по рангу формационные единицы — породные группы, или элементарные наборы магматических горных пород, т. е. магматические фации [Геологические формации, 1982, т. 1]. Обращаясь к конкретным объектам, можно установить, что среди магматических образований (включая сюда ультраметаморфические толщи) в настоящее время различаются «надпородные» структурные единицы трех рангов: 1) магматические фации, или породные группы, 2) пространственно обособленные формы магматических тел, сложенных разными группами горных пород, 3) разновозрастные ассоциации магматических и метаморфических комплексов, обособляемые в пределах крупных регионов. Магматические формации и составляющие их элементы связаны между собой пространственно-временными отношениями. Структура магматических формационных единиц разного ранга, как и осадочных формаций, описывается в стратиграфическом пространстве. Представляя структуру этих объектов, петрографы различают соответственно временные и латеральные ряды формационных единиц.

Структуры магматических формаций в целом обнаруживают большое сходство со строением осадочных формационных единиц, что особенно хорошо видно на примере ультраосновных и базальтоидных групп магматических формаций (рис. 16), в разрезах которых четко обособляются наборы горных пород, т. е. циклические пачки, породные группы или фации. Многие исследователи, изучавшие формацию подосчатых габброидов, отмечают, что свойственное ей ритмичное строение по своему облику удивительно напоминает флиш.

К формационным единицам низшего ранга в разрезах магматических формаций относятся породные группы, которые здесь, как и в осадочных толщах, нередко образуют скопления — магматические фации.

Породные группы — это наиболее часто встречающиеся среди магматических образований наборы горных пород (их непрерывные фациальные ряды) определенного вида. Отдельные виды горных пород в породных группах, как и в наборах осадочных пород (ср. рис. 16 и 6), связаны между собой отношениями строгой последовательности. По своей стратиграфической структуре, направленной последовательности в расположении фациальных фазовых или кристаллизационных зон, характеру пространственной их обособленности и соотношению с более крупными магматическими телами элементарные магматические породные группы (ритмы) достаточно четко сопоставляются по рангу с элементарными наборами осадочных горных пород. Как осадочные, так и магматические наборы горных пород образуют ясные ритмы в стратиграфических разрезах соответствующих формаций, примеры которых даны на рис. 6, 8, 9, 16.

Имея направленный характер внутреннего строения, отражающий циклический характер кристаллизационной дифференциации, магматические наборы горных пород так же различаются по количеству породных компонентов, выделяемых в разных конкретных группах, как различаются по числу компонентов и осадочные наборы горных пород. Вещественный состав магматических наборов горных пород и состав всех других более крупных магматических формационных единиц, как отмечают Ю. А. Кузнецов, А. Ф. Белоусов и Г. В. Поляков [1976], не может быть сведен к формальной разграфке по какому-либо одному петрохимическому показателю. Напомним здесь, что не может быть сведен к таковому и состав осадочных наборов горных пород и других осадочных формаций более крупного ранга. Магматические породные группы, как и осадочные наборы пород, являясь надпородными единицами, вносят довольно конст-

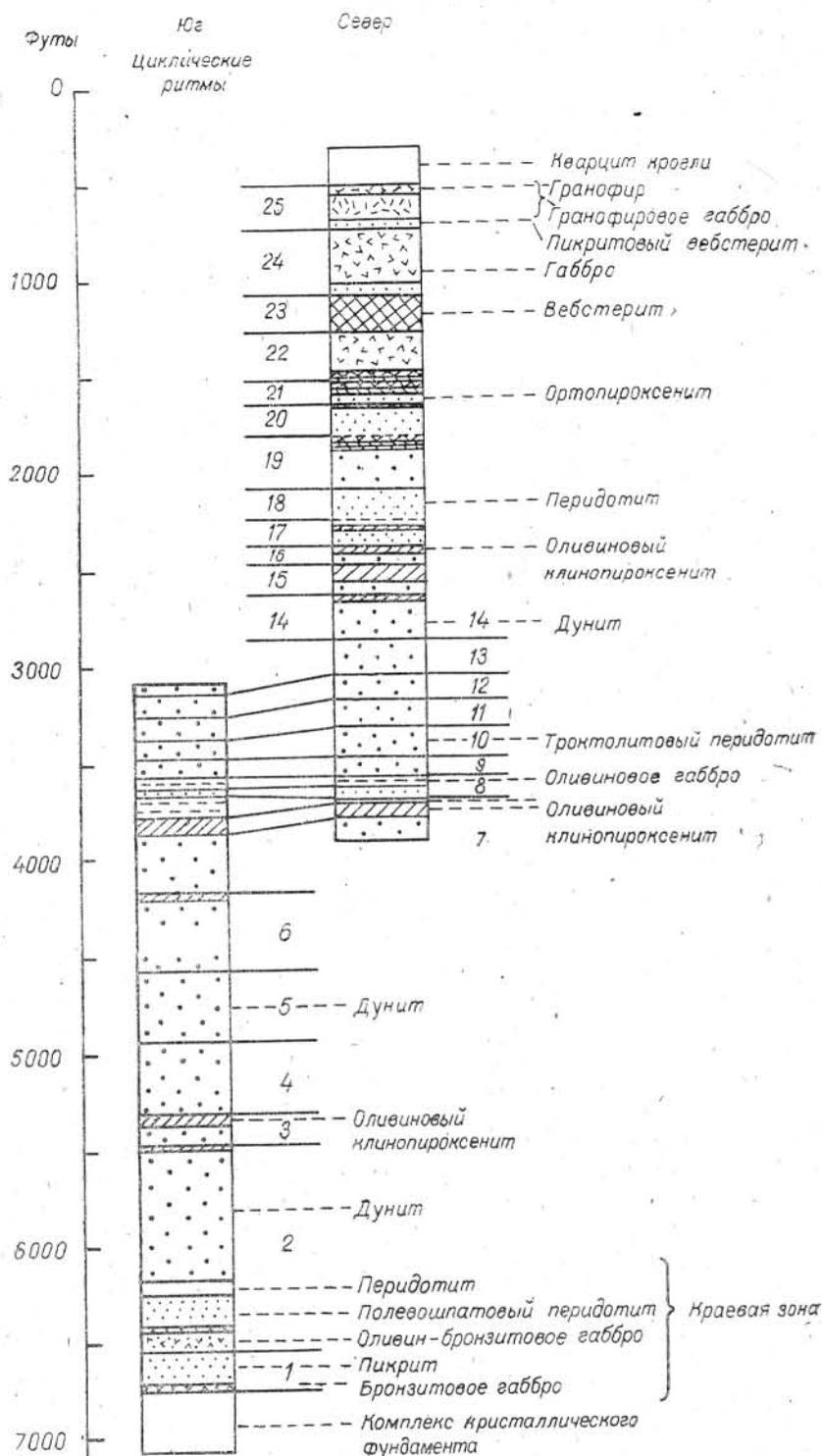


Рис. 16. Элементарные наборы горных пород (магматические фации), представленные в ритмах фракционной кристаллизации протерозойского интрузива Маскок в районе Большого Медвежьего озера на северо-западе Канады [Магматические рудные месторождения..., 1973, упрощено].

руктивную фациальную основу в систематику составов геологических формаций.

По характеру сочетания породных наборов магматические формации также подразделяются на простые, состоящие из породных групп одного вида, и сложные, представляющие собой сочетания породных групп различного вида. По количеству слоев различного петрографического состава, входящих в ритмическую пачку, среди них выделяются дву-, трех-, четырех- и пятичленные ритмические последовательности, или ритмы. Нижние члены ритмов в габбро-пироксенит-дунитовых плутонах обычно представлены слоями пород ультраосновного состава (перидотитами), а верхние — слоями основного, в большинстве своем габбрового состава. Расслоенность их обусловлена не плавным и постепенным понижением основности пород в направлении от их ложа к кровле, а «скачкообразным» изменением состава магматической серии с некоторым периодическим возвратом в сторону повышения основности пород в начале каждого последующего ритма. Определенная направленная последовательность в изменении состава слоев магматических пород, повторяющаяся от ритма к ритму (от одних наборов горных пород к другим), является главной особенностью ритмического строения стратифицированных интрузивных формаций.

Таким образом, при расчленении магматических образований четко намечаются объекты, гомологичные по своим структурным характеристикам разноранговым формационным единицам осадочных толщ: наборам горных пород, геоформациям и формационным комплексам.

Опыт формационного расчленения специально выбранных для этих целей хорошо обнаженных и легкодоступных «полигонов» широкого распространения гранитоидных формаций также приводит к необходимости выделения среди них формационных подразделений нескольких рангов. В Западном Узбекистане, например, судя по данным Э. П. Изоха, А. П. Пономаревой [1973] и ряда других геологов, в качестве формационных единиц обособляются: 1) габбро-гранитовые серии; 2) пространственно обособленные группы интрузивов, близко отвечающие понятию об очаговом ареале; 3) отдельные интрузивы, сложенные определенными наборами (комплексами) интрузивных горных пород.

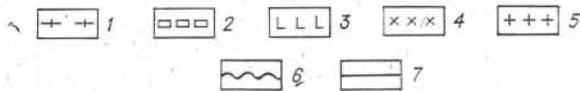
Габбро-гранитовые серии разного возраста четко коррелируются со структурными этажами — формационными комплексами сложного состава, отвечающими основным этапам развития всей области. К числу крупных магматических формационных единиц относятся, в частности, нуратинская габбро-гранодиорит-гранитовая и сменяющая ее по стратиграфической латерали кульджуктауская габбро-гранитовая серии (V на рис. 17). Отнесенные к данному этапу интрузивы образуют пространственно обособленные группы, или очаговые ареалы, такие как Северо-Нуратинский, Кульджуктауский и др. Элементами таких ареальных, или зональных, формационных единиц, в свою очередь, являются отдельные интрузивные тела, представленные конкретными интрузивами: Кескенсайский в Северо-Нуратинском ареале, Тозбулакский в Кульджуктауском ареале и др. Интрузивы могут состоять из нескольких «тесно спаянных» между собою более мелких интрузивных тел, представленных горными породами разного вида. Соответствующие интрузивные тела в подавляющем большинстве случаев ведут себя как одновременные образования, что доказывается приконтактовыми изменениями горных пород. По этим признакам одновременности выделяются фазы и этапы формирования интрузивных тел разного порядка. Для многофазных интрузивов, включающих породы от габбро или диоритов до гранитов и к тому же сформированных в виде направленного ряда, т. е. в виде наборов горных пород, представляется правомерным говорить о фазах внедрения. Тела, отвечающие фазам внедрения, группируются далее в «интрузивные комплексы». Границы между комплексами, как об этом пишут Э. П. Изох и А. П. Пономарева [1973], устанавливаются по нарушению плавности эволюции вещественных признаков в ходе развития всей серии и по на-

Рис. 17. Интрузивные формации и формационные комплексы (структурные этажи) Западного Узбекистана [по Изоху, Пономаревой, 1973].

1 — тымский адамеллит-гранитовый комплекс; 2 — кошрабатская габбро-сиенит-граносиенитовая серия; 3 — офиолитовый комплекс гипербазитов, габбро, диабазов и др.; 4 — бокалинская габбро-тоналит-гранитовая серия; 5 — кульдруктауская габбро-гранитовая и нурагинская габбро-гранодиорит-гранитовая серии; 6 — границы формационных комплексов; 7 — границы стратиграфических подразделений осадочной толщи.

Структурно-формационные зоны: 1 — Южно-Гиссарская, 2 — Зеравшано-Алайская, 3 — Зеравшано-Туркестанская, 4 — Туркестано-Алайская, 5 — Южно-Букантауская, 6 — Северо-Букантауская. Римскими цифрами указана стратиграфическая последовательность в залежании разновозрастных формационных магматических комплексов (ФК)

Цикл	Этаж	Этап	Структурно-формационные зоны					
			1	2	3	4	5	6
Варисский	V	p	++++	++++	+++	++	++	
	IV	$C_2^{m_2} - C_3$	xxx	xx	xxx	xxx	xxx	xxx
		$C_2^{b_2} - C_2^{m_1}$						
		$C_1^n - C_2^{b_1}$			LL	LLLL	LL	LLL
III	C_1^v							
	C_1^i							
Каледонский	II	D_3		oooo	ooo			
		D_2						
		D_1						
	I	S		++--				
	O							
	Є							
Байкальский		PR _b						
		PR _{a-ts}						



лично жильных и дайковых пород. Выделенные таким способом комплексы подобно осадочным геотемам имеют свои четкие структурно-вещественные и временные границы. Они выступают в качестве объекта картирования на всей площади развития интрузивной серии данного возраста в пределах структурного этажа, отвечающего формационному комплексу (I—V на рис. 17).

Фациальный состав как отдельных магматических формаций, так и более крупных их сообществ, отвечающих формационным комплексам или группам формаций, определяется по видовым наборам тех горных пород, из которых эти формационные единицы состоят. Эмпирически установлено четыре типа петрологически различных групп магматических формаций. Соответственно различаются четыре петрографические группы магматических пород и формаций «чистой линии»: 1) ультраосновные (гипербазиты — пикриты); 2) основные (габбро — базальты); 3) кислые (граниты — диориты); 4) щелочные (фельдшпатоидные сиениты, щелочные базальты и др.). Щелочная группа, однако, выделяется по принципиально иным критериям состава магматических пород и формаций (табл. 8). По этой причине щелочная группа не может находиться в одном классификационном ряду с тремя первыми группами, а должна рассматриваться как дополнительная.

Общая систематика магматических формаций еще окончательно не разработана, но уже предложены первые варианты видовых классификаций магматических формационных единиц разного ранга [Кузнецов Ю. А. и др., 1976; Геологические формации, 1982].

Проблемы построения общей систематики магматических формаций заключаются в поиске надежных оснований для их вещественной и структурной классификации. Как вещественные, так и структурные критерии выделения видов магматических формаций разработаны пока недостаточно. Но уже ясно, что эти критерии между собой тесно связаны: выбор обобщенных вещественных характеристик возможен только на определенной структурной основе, а выделение структурных групп разного ранга, в свою очередь, предполагает предварительное обособление тех или иных вещественных единиц.

Петрографы и специалисты в области магматических формаций не без основания полагают, что в систематике изучаемых ими объектов первостепенное значение имеет вещественный аспект.

Главнейшие вещественные и структурные группы магматических формаций

Вещественные группы формаций	Структурные группы		Общая меланократовость, %
	плутонические	вулканические	
Гранитоидных	Лейкогранитоиды	Риолиты	5
	Меланогранитоиды	Дациты	10
	Лейкодиоритоиды	Андезиты	15
Базальтоидных	Меланодиоритоиды	Андезито-базальты	20
		Лейкобазальты	25
	Лейкогабброиды	Мезобазальты	30
	Мезогабброиды	Меланобазальты	35
	Меланогабброиды	Пикрито-базальты	40
Ультрабазитовых	Субмеланопироксениты		50
			55
	Меланопироксениты		60
			65
		Дуниты	70

Примечание. В гранитоидной группе формаций по дополнительным петрохимическим показателям обособляются еще сиециты, анортозиты, фонолиты (высокощелочная группа) и трахиты (субщелочная группа). Общая меланократовость пород показана по схеме петрохимического подразделения магматических пород [Кузнецов Ю. А. и др., 1976].

В табл. 8 перечислены главнейшие петрологические группы магматических формаций, обособленные в последние годы эмпирическим путем.

В специальной литературе и на совещаниях всесторонне обсуждаются главным образом принципы вещественной (петрологической и геохимической) классификации всех магматических формационных единиц в целом, т. е. без четкого разделения их на ранги. Структурный аспект предлагаемых рабочих вариантов общей систематики магматических формаций остается пока еще слабо разработанным, хотя во всех без исключения систематиках магматических формаций, как и в классификациях горных пород, структурные критерии в той или иной форме, конечно, учитываются (см. табл. 6, 8).

Для обособления магматических формационных единиц, как и для выделения осадочных формаций, одним только петрографических и геохимических данных почти всегда недостаточно. По мнению многих геологов, для решения этих задач необходим более широкий круг геологических наблюдений: сведения о последовательности образования горных пород и сложенных ими тел, о стратиграфической позиции магматических объектов в структуре осадочных формационных комплексов данного региона, о геометрической форме и внутренней структуре магматических тел и др.

В петрохимических классификациях магматических образований в качестве наиболее крупных унифицированных подразделений на первой ступени систематики при разделении формаций по признаку их состава используются главные семейства породных групп «чистой линии»: ультрамафическая, базитовая, кислая и т. п. Выбор этих «вещественных» единиц основан фактически не только на петрографических критериях. Он имеет под собой и некоторую структурную основу, так как названные классификационные единицы, безусловно, выбирались в соответствии с конкретными формационными объектами, которые геологам приходилось неоднократно наблюдать непосредственно в поле. Очевидно также, что таковыми единицами являются не только породные группы в понимании Ю. А. Кузнецова, А. Ф. Белоусова и Г. В. Полякова [1976], т. е. наборы горных пород, но и формационные единицы более крупного ранга, отвечающие магматическим формациям и их комплексам. В качестве ведущих количественных петрохимических признаков для разделения породных групп по составу выбираются, как правило, такие классические их показатели, как общая меланократовость, или общая щелочность.

Затем классифицируются изучаемые объекты по ряду других специализированных (целевых) критериев: по соотношению железа и магния, содержанию глинозема и других элементов, а также по количественным соотношениям и составам породообразующих минералов (минеральным уклонам). Перечисленные петрохимические уклоны обычно рассматриваются как дополнительные показатели породных групп (кислой, базитовой, ультрамафитовой и др.).

Современные классификации магматических пород и формаций по их составу представляют собой, следовательно, единую систему разделения объектов разного ранга (горных пород, их наборов, геоформаций и формационных комплексов) по наиболее общим критериям вещественного состава с последующим обособлением их разновидностей по дополнительным, т. е. целевым, критериям. Отсутствие в таких классификациях четкого разграничения объектов по их структурным характеристикам и рангам означает, что такого рода классификация фактически описывается «состав» всей формационной группы в целом. В опубликованных петрохимических классификациях обычно не указывается, к каким именно объектам (к наборам магматических горных пород, к геоформациям или к формационным комплексам) относятся выделяемые в них подразделения. Это обстоятельство, вероятно, является главным препятствием на пути создания общей систематики магматических формационных единиц разного ранга по их составу и собственной внутренней структуре, определяющей формы выделяемых объектов.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФАЦИИ И ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ СЛОЖНОГО СОСТАВА

Представления о метаморфических фациях и формациях возникли на основе учения о метаморфизме, которое в геологии обособилось на рубеже XIX и XX вв., когда работами И. Д. Лукашевича [1909] и других геологов был установлен круговорот петрологического вещества в земной коре, выраженный фаціальными переходами осадочных образований в магматические по схеме типа: глины — сланцевые глины — глинистые сланцы — слюдяные сланцы — гнейсы — кристаллические сланцы (диафориты) — глины. С тех пор подавляющее большинство видов кристаллических горных пород и многие их сообщества стали рассматриваться как метаморфические образования, а термины *магматические формации* и *метаморфические формации* в значительной мере приобрели смысл синонимов.

Учение о метаморфизме и метаморфических фациях в настоящее время получило всеобщее признание. Оно нашло отражение в широко распространенных понятиях *типы, ступени, изограды метаморфизма*. Установлено, что минеральные парагенезы, составляющие горную породу любого вида, являются функцией ее химического состава и физических условий метаморфизма. Иными словами, при разных физических условиях (например, при разных температурах и давлениях) один и тот же химический состав дает породы разного минерального состава. Метаморфические фации здесь выступают как различные виды минеральных парагенезов, которые теоретически могут образовывать непрерывные фаціальные ряды при одинаковом химическом их составе. Соответственно практически все горные породы и любые их сочетания (формации) могут классифицироваться не только по химическому составу, но и по степени метаморфизма, определяемой по имеющимся в них минеральным парагенезам (табл. 9). Теоретически выделяемые ряды метаморфических фаций, следовательно, представляют собой фактически фаціальные ряды минеральных объектов, а не формационных единиц земной коры (см. рис. 1, табл. 3, 4). Метаморфические фации, строго говоря, — это фации минеральных парагенезов, но не фации формационных единиц, только что рассмотренных (см. рис. 5—9 и 20). Однако в литературе широко распространены классификации фор-

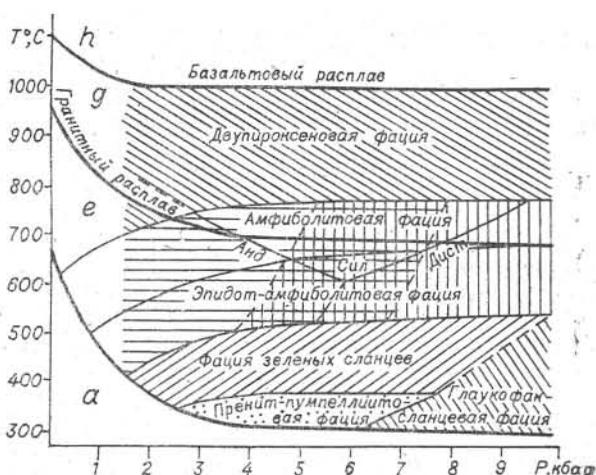
Характеристика метаморфических фаций по важнейшим минералам и минеральным ассоциациям [Метаморфические комплексы Азии, 1977, упрощено]

Метаморфические фации	Критические минералы и их парагенезы	Запрещенные минералы
1. Ломонтит-пренит-пумпеллитовая фация	Ломонтит + кварц, пренит + пумпеллит	Актинолит, пирофиллит; анальцит + кварц; гейландит
2. Фация зеленых сланцев низких и средних давлений	Кальцит + хлорит + кварц; альбит + хлорит + эпидот + + актинолит + кварц; пирофиллит + кварц; доломит + + кварц	Ставролит, андалузит, силлиманит, кордиерит, альмандин, плагноклаз, ломонтит + + кварц, пренит + пумпеллит
3. Фация зеленых сланцев (глаукофановая) высоких давлений	Глаукофан, кроссит, лавсонит, арагонит, жадеит + + кварц	То же, что в фации зеленых сланцев низких и средних давлений + дистен
4. Эпидот-амфиболитовая фация низких давлений	Ставролит + кварц, мусковит + кварц, андалузит	Силлиманит + калиевый полевой шпат, дистен; минералы и парагенезы зеленосланцевой и двупироксеновой фаций
5. Эпидот-амфиболитовая фация средних давлений	Ставролит + дистен + + кварц; мусковит + дистен + кварц	Дистен + калиевый полевой шпат, силлиманит + калиевый полевой шпат; минералы и парагенезы зеленосланцевой и двупироксеновой фаций
6. Амфиболитовая фация низких давлений	Андалузит (силлиманит) + + калиевый полевой шпат + + кварц	Ставролит + кварц + дистен; мусковит + дистен + + кварц; минералы и парагенезы двупироксеновой фации
7. Амфиболитовая фация средних и высоких давлений	Кварц + дистен + калиевый полевой шпат; роговая обманка + плагноклаз + + дистен, эклогиты и эклогитоподобные породы	Ставролит + кварц + андалузит, мусковит + кварц
8. Двупироксеновая фация (гранулитовая)	Орто-, + клинопироксен (+ плагноклаз + калиевый полевой шпат + кварц)	Ставролит, ромбический амфибол, мусковит, эпидот, поцит, минералы и парагенезы амфиболитовой фации

Примечание. Эпидот-амфиболитовая и амфиболитовая фации переходных давлений отличаются от фаций низких и средних давлений только одновременным присутствием в пределах комплекса андалузита и дистена.

маций по критерию содержания в них минеральных парагенезов, принадлежащих к различным минеральным фациям. В таких случаях любые формационные единицы и их части, содержащие минеральные парагенезы разного фациального типа, называются обычно метаморфическими формациями, или метаморфическими фациями. В этом смысле все известные в земной коре формационные объекты являются в той или иной степени метаморфическими образованиями, так как всегда содержат в своем составе какие-нибудь минеральные фации. В литературе к тому же метаморфическими формациями иногда называются еще те формации, которые сложены частично или полностью кристаллическими (метасоматическими) горными породами и их наборами. Но тогда понятие *метаморфические формации* во многих конкретных случаях оказывается неотличимым от понятия *магматические формации*.

Рис. 18. Схема соотношения главных типов метаморфических фаций и тектонических комплексов разного состава с условиями, в которых они сформировались [Метаморфические комплексы Азии, 1977]. Буквами обозначены зоны физико-химической устойчивости главных типов тектонических комплексов разного формационного состава: *a* — седиментационные, *e* — гранитондные, *g* — базальтоидные, *h* — ультрабазитовые (см. рис. 26).

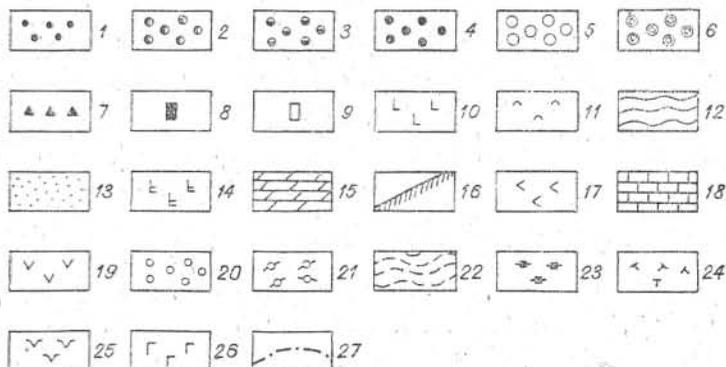
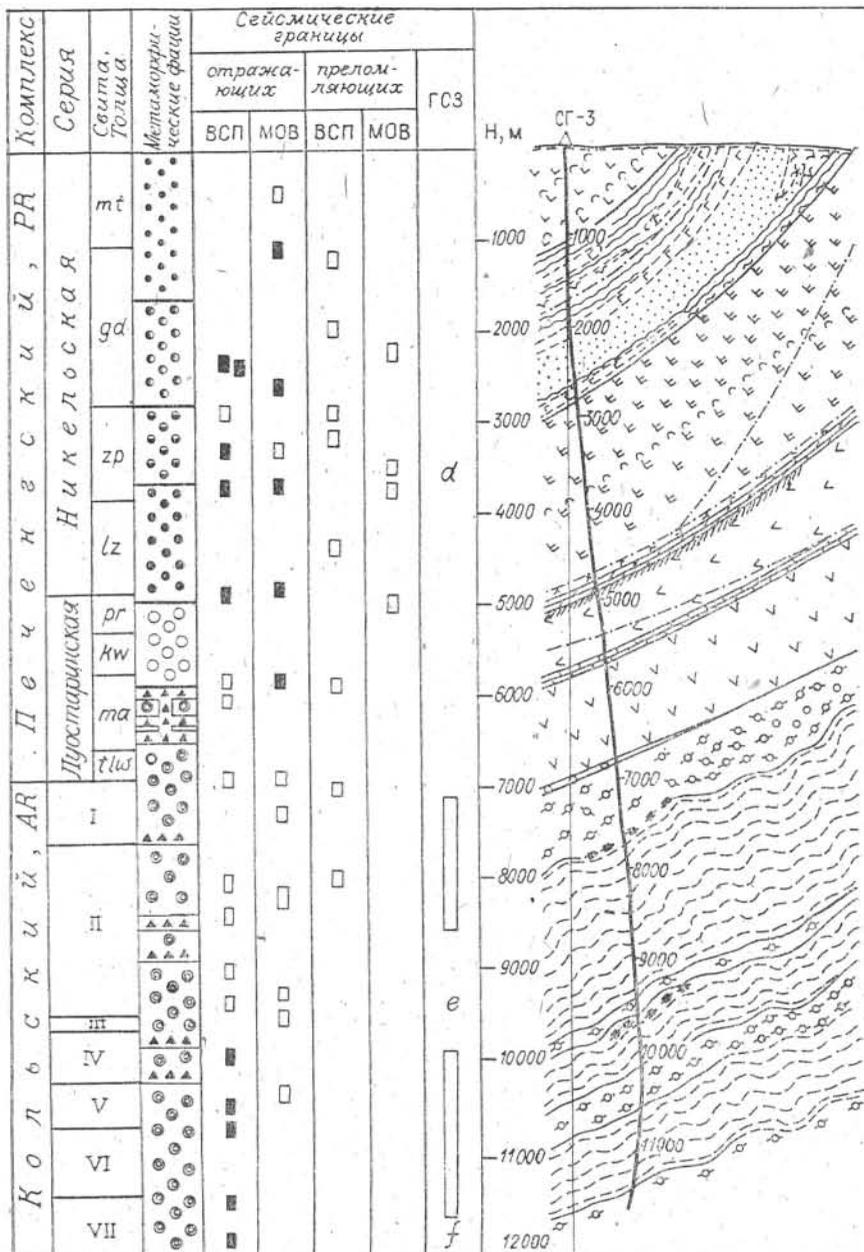


Отсюда возникает законное сомнение в правомерности выделения в общей систематике формационных единиц самостоятельного класса метаморфических формаций наряду с осадочными и магматическими [Херасков, 1967; Половинкина, 1970]. Формальная логика, действительно, запрещает строить такие одномерные классификации, основанные на различных признаках (в данном примере — по наборам горных пород и по минеральным фациям одновременно). Другое дело, что можно классифицировать формационные уже выделенные единицы любого состава и возраста и ранга по степени метаморфизма содержащихся в них минеральных парагенезов.

В основу обособления метаморфических фаций разного типа положен принцип так называемого расчленения метаморфических толщ по $P-T$ -условиям их образования, которые определяются по минеральным фациям (минеральным парагенезам) того или иного, характерного для данного интервала температур и давлений, вида. Согласно концепции П. Эскола, в метаморфическую фацию одного типа объединяются породы (сюда могут входить целые формационные единицы или любые их части), которые сформировались, как полагают ученые, в условиях близких значений P и T .

Такие метаморфические фации имеют сходный петрографический состав и являются одновременно однотипными петрографическими фациями лишь в частных случаях: при сходстве их первоначального химического состава и при условии, что метаморфизм не сопровождался плавлением вещества и образованием магмы. В отличие от осадочных и магматических формаций или формаций сложного гетерогенного состава метаморфические фации в понимании П. Эскола выделяются по индекс-минералам соответствующего вида, с которыми связываются определенные характеристики температур и давлений (рис. 18). Принцип картирования метаморфических толщ по $P-T$ -условиям их образования позволяет выделять изограды — линии появления или исчезновения в изучаемом пространстве индекс-минералов или индекс-ассоциаций [Метаморфические комплексы Азии, 1977].

Естественно, что линии равных значений температур и давлений, по которым определяются границы метаморфических зон, часто не совпадают с границами формационных единиц разного ранга (рис. 19). Здесь мы имеем возможность еще раз убедиться в том, что в зависимости от поставленной цели в земной коре по специализированным критериям можно проводить какие угодно пересекающиеся между собой границы. Но при этом далеко не все выделяемые части будут соответствовать системному понятию *структурный элемент* (см. гл. II). Как это видно на рис. 19, к метаморфическим фациям одного типа относятся любые формационные единицы разного ранга или какие-то их части, содержащие в себе минеральные парагенезы определенного вида.



Метаморфическая зональность в разрезе Кольской сверхглубокой скважины, например, непрерывно изменяется от пренит-пумпеллитовой до амфиболитовой фации, но границы метаморфических зон явно не совпадают с границами всех формационных единиц разного ранга. Даже при переходе от metabазитов печенгского комплекса к гранито-гнейсам и амфиболитам кольского, несмотря на значительный стратиграфический перерыв, здесь не зафиксированы какие-либо изменения в условиях метаморфизма: метаморфические ассоциации минералов в кольском комплексе в подавляющем большинстве случаев также соответствуют амфиболитовой фации метаморфизма.

Крупные формационные единицы вообще сравнительно редко бывают равномерно метаморфизованными в одной фации. Они имеют сложный фациальный состав, который, по данным А. Б. Бакирова [1977], характеризуется: 1) наличием или отсутствием метаморфической фациальной зональности (зональные и незональные формации), 2) наличием или отсутствием реликтов дометаморфических фаций (полностью переработанные формации и формации с реликтами), 3) простой или сложной метаморфической зональностью (моно- и полиметаморфические формации).

В крупных формационных комплексах обнаруживается взаимосвязь фациальных рядов разных генетических типов — осадочных и магматических. Здесь они оказываются иногда связанными между собой постепенными метаморфическими фациальными переходами (рис. 20). Причем в этих формационных единицах, как правило, не наблюдаются непрерывные метаморфические ряды минеральных фаций, так как последние имеют общую тенденцию к образованию фациальных рядов, подчиненных преобладающему петрологическому или химическому составу данного формационного комплекса. Поэтому непрерывные ряды минеральных фаций более четко выделяются в осадочных (терригенных и хемогенных), гранитоидных, базальтоидных и ультраосновных классах горных пород и формаций, отдельно взятых (см. рис. 6—9 и 16, 19). Прерывистые фациальные ряды характерны для формаций более сложного состава: вулканогенно-осадочных, вулканоплутонических, офиолитовых, интрузивно-ультраметаморфогенных и др.

Такие сложные полифациальные формации, составленные из «генетически не связанных» фаций осадочного и магматического или метаморфического происхождения, называются иногда гетерогенными или гетерофациальными формациями.

ФОРМАЦИОННЫЕ ЕДИНИЦЫ В ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Палеотектонические реконструкции, широко применяемые как в исторической геологии, так и в геодинамике (геоструктурной и глобальной), раскрывают перед нами картину последовательного развития зем-

Рис. 19. Формационная структура, метаморфическая зональность и распределение сейсмических границ в разрезе Кольской сверхглубокой скважины [Кольская сверхглубокая, 1984, с изменениями].

1—6 — метаморфические фации прогрессивного метаморфизма: 1 — пренит-пумпеллитовая, 2 — 4 — зеленосланцевая (субфации: 2 — эпидот-хлоритовая, 3 — биотит-актинолитовая, 4 — биотит-амфиболитовая), 5 — эпидот-амфиболитовая, 6 — амфиболитовая; 7 — регрессивная зеленосланцевая фация; 8, 9 — привязка отражений к границам: 8 — сильным, 9 — слабым; 10—27 — геологический разрез СГ-3: 10 — автитовые диабазы с прослоями пироксеновых и пикритовых порфиритов, 11 — туфы и туфиты основного состава, 12 — филлиты, алевролиты с прослоями туфов, 13 — ритмично-слоистые песчаники с подчиненными алевролитами и филлитами, 14 — актинолитизированные диабазы, 15 — доломиты, аркозовые песчаники, 16 — серицитовые сланцы, 17 — метадиабазы, 18 — доломиты, полиминтовые песчаники, 19 — диабазовые порфириты и сланцы по ним, 20 — полиминтовые конгломераты, гравелиты, 21 — биотит-плагноклазовые гнейсы, 22 — мигматизированные и гранитизированные биотит-плагноклазовые гнейсы, 23 — магнетит-амфиболовые сланцы, 24—26 — интрузивные образования (24 — андезитовые порфириты, 25 — верлиты, 26 — габбро-диабазы), 27 — разрывные нарушения. *d, e, f* — слои земной коры. Индексы свит печенгского комплекса: *mt* — материнская, *gd* — ждановская, *zp* — заполяринская, *lz* — лучломпольская, *rg* — притярянская, *kv* — кувернеринская, *ma* — майринская, *fw* — телвинская. I—IV — толщи кольской серии: I, III, V и VII — мусковит-биотит-плагноклазовых гнейсов (андалузит, ставролит, силлиманит, гранат) с телами амфиболитов; II, IV и VI — биотит-плагноклазовых гнейсов, биотит-амфибол-плагноклазовых гнейсов и амфиболитов.

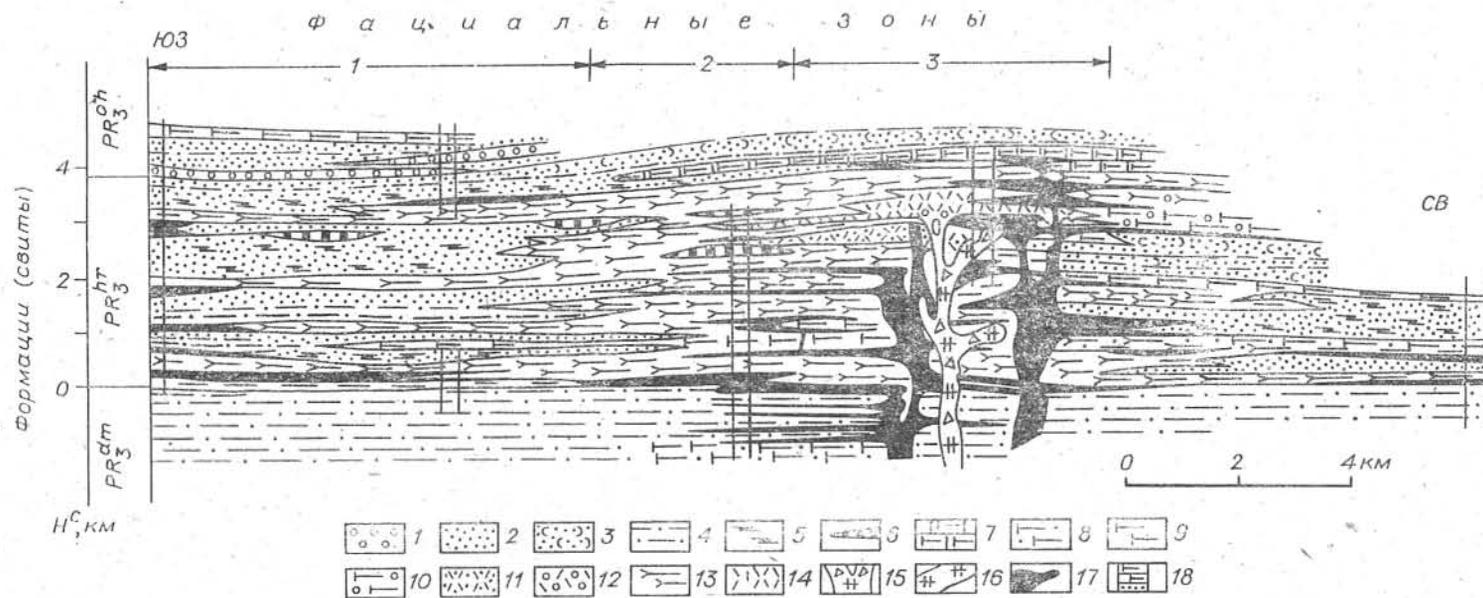


Рис. 20. Структура харальского формационного комплекса в Ойнинском вулканическом центре Тувы [по Зайкову, 1976].

1—8 — осадочные и туфогенно-осадочные породы демприйской (PR_3^{dm}), харальской (PR_3^{hr}) и охемской (PR_3^{oh}) свит верхнего протерозоя: 1 — конгломераты, 2 — песчаники, 3 — песчаники с прослоями гравелитов, 4 — алевролиты, 5 — углеродистые сланцы, 6 — железистые кварциты, 7 — известковистые туффиты, 8 — алевритистые туффиты; 9—17 — вулканогенные породы харальского вулканического комплекса: 9—12 — метатуфы (9 — базальтового состава алевросаммитовые, 10 — базальтового состава агломератовые, 11 — риолитового состава алевросаммитовые, 12 — риолитового состава агломератовые), 13 — метабазалты, 14 — метариолиты, 15 — жерловые тела, сложенные метариолитами и жерловыми брекчиями риолитового состава, 16 — субвулканические интрузии метариолитов, 17 — субвулканические и гипабиссальные интрузии метадиабазов и метагаббро; 18 — стратиграфические колонки, составленные по опорным геологическим разрезам.

ной коры. С их помощью в этом развитии выявляются определенные этапы и стадии. Методы палеотектонического анализа основаны на всестороннем изучении разноранговых формационных единиц земной коры — геологических формаций в широком смысле этого слова: наборов горных пород, геоформаций и формационных комплексов разного химического, петрографического и фациального состава. Поскольку внутренняя структура всех этих объектов представляется в стратиграфическом пространстве, в котором координатами служат стратиграфические вертикали и горизонталы, то сами статические модели строения формаций, представляемые в топологически измененном пространстве (см. рис. 20), обеспечивают передачу ретроспективного содержания. На многих конкретных примерах (см. рис. 12, 13, 15, 19) можно убедиться в том, что не только структурные модели формационных объектов, но и все другие палеотектонические построения представляются в таком же топологически измененном пространстве: в виде литофациальных профилей, разного типа палеотектонических и палеогеографических карт, разнообразных схем метаморфической и магматической зональности и т. п.

Поэтому исторические задачи при рассмотрении строения земной коры на формационном уровне (в региональной и исторической геологии) вполне обоснованно считаются главнейшими. В связи с этим у многих создается впечатление, что именно исторические задачи, палеотектонические построения и концепции тектогенеза должны безраздельно господствовать в геотектонике и составлять ее основу. Дело в том, что все более крупные и все более мелкие по сравнению с формационными единицами объекты (см. рис. 1, I, III и IV в табл. 3) существенной информации по истории формирования земной коры в себе не несут. Знания по исторической геологии мы получаем главным образом в результате изучения формационной группы структурных элементов земной коры известными методами палеотектонического анализа.

Палеотектонический анализ — это изучение палеогеографии и палеотектоники земной поверхности, ее геологического строения на разных этапах истории. Естественно, что всем нам интересно знать, не только как устроена в настоящее время земная кора и Земля в целом, но и какой она была в геологическом прошлом: как располагались на ее поверхности океаны и континенты, где были горные страны и равнины (платформенные и складчатые области), в каких местах земного шара находились магматические очаги, вулканические центры, зоны повышенных температур и давлений и т. п. Такая информация позволяет создавать более или менее правдоподобные картины развития Земли за период около 4,5 млрд. лет и предсказывать ее далекое и близкое будущее.

Понятно, что топологические искажения для древнейших формаций будут весьма значительными. Соответственно менее достоверными (однозначными) будут и наши знания по этим вопросам. В зависимости от того, какие в палеотектоническом анализе используются структурные единицы (наборы горных пород, геоформации или формационные комплексы), а также в зависимости от того, какие изучаются при этом их свойства (минеральный или фациальный состав, форма геологических тел, их мощность), строение разрывов или структурные соотношения между элементами), различают несколько методов палеотектонического анализа: анализ фаций, формаций, мощностей, перерывов и несогласий, цикличности, метод палеоструктурных, или палеотектонических, профилей и карт, метод палинспастических карт и др.

В фациальном анализе в качестве главных объектов исследования выступают горные породы и их наборы (осадочные, магматические и метаморфические фации). Фациальные карты и профили заключают в себе ценную для понимания истории Земли информацию. Расчленение осадочных фаций, или литофаций, отражает топографию рельефа дна древнего бассейна и его берегов, а также области устойчивого накопления морских, лагунных или озерных осадков. По их составу, мощности и форме выриваются зоны интенсивных тектонических опусканий и зоны длитель-

ных поднятий. Качественные представления о распределении областей поднятий и погружений помогают далее интерпретировать на основе данных по структурам геологических формаций тектоническую природу того или иного объекта или целой области земной коры на исследуемом отрезке геологической истории. Используя палеотектонические методы, мы узнаем, например, что протерозойские и юрские впадины юга Сибири на отдельных этапах своей истории имели совсем другой вид — широких и маломощных осадочных чехлов, т. е. произошли из платформенных или плитных комплексов; приходим к выводу, что структурный план времени накопления конкулинской и гонамской свит (как видно на рис. 13) коренным образом отличался от более древнего и был, возможно, началом формирования собственно платформенного осадочного чехла и т. д. Методами палеотектонического анализа устанавливается также, что на месте многих, если только не всех, геосинклинальных складчатых зон (Аппалачи, Урал, Кавказ, Алтай, Таймыр, Патомская область, Енисейский кряж и многие другие области тому являются примером) в отдельные этапы геологической истории существовали рифтоподобные впадины, которые затем на других этапах перекрывались более широкими седиментационными прогибами платформенного типа; позже на этом же месте возникали относительно узкие и протяженные складчатые зоны, геоморфологически выраженные горными цепями, которые мы, наблюдая уже в настоящее время, называем геосинклинальными (складчатыми) зонами в классическом смысле этого слова. Внутреннее строение таких крупных элементов земной коры, сложенных разновозрастными формационными комплексами, практически уже невозможно представить в стратиграфическом пространстве. Поэтому они выделяются и рассматриваются в геоморфологическом пространстве и называются соответственно объектами геоструктурной группы.

Глава V

ГЕОСТРУКТУРНАЯ ГРУППА ЭЛЕМЕНТОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ИХ ЭВОЛЮЦИЯ

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ И ГЛАВНЫЕ ТИПЫ РЕГИОНАЛЬНОГО ТЕКТОГЕНЕЗА ЗЕМНОЙ КОРЫ

Тектонические комплексы представляют собой такие элементарные структурно-вещественные единицы земной коры, которые сложены геологическими формациями, или региональными стратиграфическими подразделениями разного типа, но выделяются уже в координатах, взятых относительно земных вертикали и горизонтали. Это не стратиграфические единицы земной коры, а ее морфоструктурные элементы.

История обособления тектонических комплексов отражена в справочниках по тектонической терминологии и в специальной литературе [Справочник..., 1970; Структура..., 1979; Соловьев, 1975; и др.]. Геологи стали обращать внимание на эти объекты, по-видимому, более 100 лет тому назад, когда Д. Холл [Hall, 1859] установил, что зоны интенсивной складчатости часто совпадают с зонами осадков большой мощности, и тем самым противопоставил осадочные плитные комплексы геосинклинальным, которые в отличие от первых представлялись в виде глубоких и протяженных прогибов земной коры. Последующее изучение истории формирования складчатых областей и платформ, а также составление тектонических карт по принципу возраста главной складчатости привели к более четкому эмпирическому обособлению во многих областях земной коры тектониче-

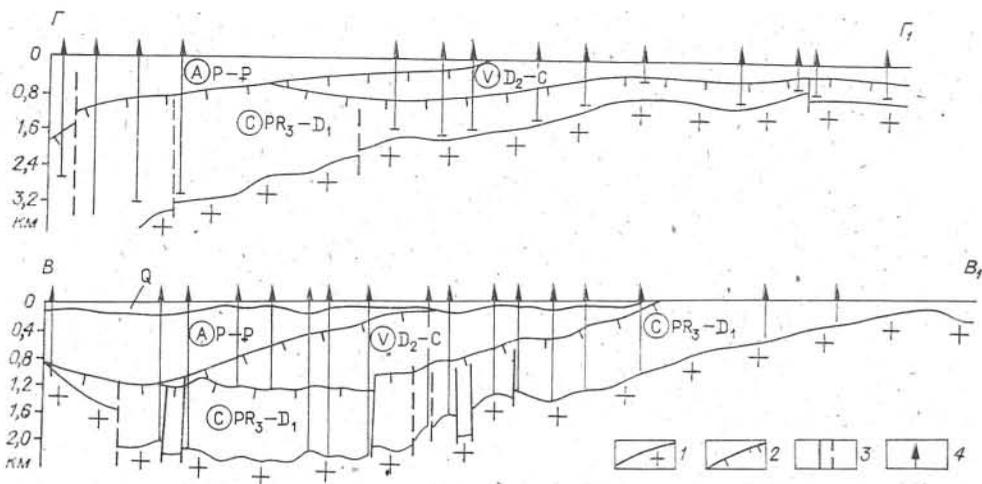


Рис. 21. Тектонические комплексы чехла Европейской платформы в геологических разрезах Балтийской синеклизы [по Волколакову, 1977, упрощено]. Положение разрезов см. на рис. 39.

1 — граница фундамента и осадочного чехла платформы; 2 — границы плитных комплексов; 3 — разломы; 4 — скважины. Буквами в кружках обозначены разновозрастные плитные комплексы: С — каледонский, V — варисский, или герцинский, А — альпийский.

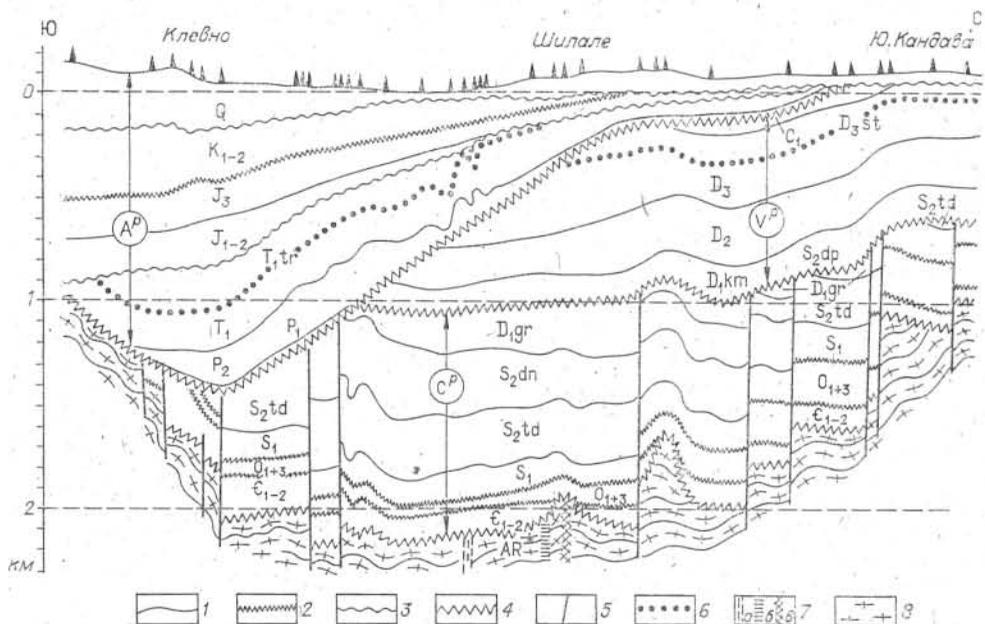


Рис. 22. Структура осадочного чехла и фундамента Европейской платформы в поперечном геологическом разрезе Балтийской синеклизы [по Стирпейка, 1977, с изменениями].

1—4 — границы; 1 — согласные стратиграфические, 2 — формационных комплексов с нечетким несогласием, 3 — между структурными этапами, представленными разными формационными комплексами, 4 — между структурными или тектоническими комплексами разного возраста; 5 — разломы в осадочном чехле; 6 — региональные реперные горизонты; 7 — разломы в фундаменте (а — Нямунская зона разломов, б — предполагаемое продолжение Полоцкого разлома, в — Клайпедско-Вильнюсский структурный шов); 8 — фундамент (А, С, V — см. на рис. 21).

ских комплексов разного типа и возраста: комплексов основания, главных геосинклинальных комплексов, комплексов орогенных впадин и глыб, плитных комплексов осадочного чехла и др.

Термин *тектонические комплексы* (син.: *структурные комплексы, структурно-вещественные комплексы, тектонические зоны, тектонические единицы*) заимствован из работ А. А. Богданова, который еще в 1963 г. писал о том, что чехол Европейской, Сибирской и других платформ «распадается на ряд крупных структурных комплексов, соответствующих ком-

плексам окружающих платформу складчатых поясов» [Богданов, 1976, с. 241].

Понятие о тектонических комплексах А. А. Богданов особенно широко использовал в последних своих работах, посвященных вопросам возрастной последовательности тектонических комплексов как в фундаменте, так и в чехле древних платформ. Однако в трудах А. А. Богданова и в работах его соавторов, а также в справочниках по тектонической терминологии не приводятся определения понятия *тектонический комплекс*. Но содержание данного понятия достаточно ясно по тем работам, в которых имеются прямые указания на конкретные обозначенные данным термином объекты, т. е. в геотектонику понятие о тектонических комплексах, как и многие другие, введено остенсивным путем (см. гл. II). Достаточно сказать, например, что в чехле Европейской платформы обособляются плитные тектонические комплексы разного возраста, такие как альпийский, герцинский (варисцидский) и т. д. (рис. 21, см. также рис. 22, 23), чтобы каждому геологу стало ясно, о каких именно объектах идет речь. По латерали плитные комплексы на платформах могут переходить в разновозрастные тектонические комплексы другого типа, такие как Днепровско-Донецкая впадина или складчатый комплекс Большого Донбасса. На платформах, как это заметил в свое время А. П. Карпинский, платформенные тектонические комплексы разного возраста занимают определенные зоны. По периферии платформы они переходят в комплексы геосинклинального строения и в комплексы межгорных впадин и прогибов (рис. 22) и др. Правда, среди ученых нет пока строгой договоренности о названиях этих тектонических единиц. Поэтому структурные элементы данного ранга в литературе до сих пор описываются под разными названиями: тектонические и структурные комплексы, комплексы чехла, структурные ярусы, ярусы чехла и комплексы складчатых областей и т. д. «Выделение подобных тектонических зон, — писал в 1961 г. А. А. Богданов [1976, с. 181—182], — является одним из самых ценных результатов региональных тектонических исследований, находящихся, в частности, выражение и на составляемых региональных тектонических картах».

Тектонические комплексы земной коры могут иметь разный стратиграфический объем. По критерию стратиграфического объема, или «возраста», их принято разделять на карельские (К), байкальские (В), каледонские (С) и другие «возрастные» категории, хотя всем хорошо известно, что границы тектонических комплексов как объемных геологических тел ни с какими стратиграфическими границами в целом не совпадают. Возрастными тектоническими индексами фактически обозначается лишь относительное положение тектонических комплексов данного вида в структуре конкретной области земной коры, представляемой не в стратиграфическом, а в геоморфологическом пространстве.

Структурные группы тектонических комплексов

За основу разделения тектонических комплексов на группы по критерию сходства их структурных форм берутся геометрические разновидности рассматриваемых единиц: плитные комплексы, комплексы тектонических впадин, геосинклинальные комплексы.

Осадочные плитные комплексы, комплексы орогенных впадин, а также геосинклинальные комплексы осадочного выполнения рассматриваются как эталоны различных геометрических форм, по которым выделяются *структурные группы* тектонических комплексов земной коры (см. рис. 26). В эти группы комплексы объединяются лишь по сходству геометрических форм независимо от формационного состава и от всех других особенностей их внутреннего строения. Структурные группы тектонических комплексов — это гомологические ряды, все элементы которых не могут быть в одинаковой мере тождественными между собой сразу по многим своим характеристикам, вместе взятым. В гомологических рядах, как это заметил еще Н. И. Вавилов [1921], только ближайшие виды природных объек-

тов характеризуются параллельными тождественными признаками, но чем дальше расположены в таких рядах эти виды друг от друга, тем меньше проявляется многоплановое тождество между ними. Например, такие соседние виды в ряду орогенных впадин и глыб, как Тункинская и Байкальская впадины (элементы 2 и 5 на рис. 26, см. также рис. 28), во многих отношениях между собою тождественны. Но при сравнении этих объектов с представителями более дальних видов того же ряда (с Удоканской и Токраусской впадинами, а тем более с Мурманской и Гарганской глыбами — элементы 8, 11, 14, 15 на рис. 26) контрастность многоплановых различий между тектоническими комплексами заметно возрастает. В результате совсем далекие виды объектов в каждом структурном ряду (седиментные и нуклеарные плиты, седиментные впадины и гранулитовые глыбы, миогеосинклинальные и чарнокит-гранулитовые зоны) оказываются уже по многим своим свойствам существенно различными. Только сходство их геометрических форм позволяет все же включать совершенно разные по многим другим физическим свойствам объекты в соответствующий гомологический ряд: плитный, орогенный или геосинклинальный.

Геометрические формы плитных, орогенных и геосинклинальных тектонических комплексов достаточно четко распознаются в верхнем осадочном слое земной коры, который относительно хорошо изучен благодаря широкому развитию глубокого бурения и соответствующих методов геофизических исследований. Объемные формы тех тектонических комплексов, которые сложены метаморфическими и магматическими образованиями, определяются менее достоверно — только по форме их выходов на дневную поверхность. Так, в проекции на горизонтальную поверхность все плитные тектонические комплексы имеют вид исключительно широких полей с причудливыми извилистыми контурами; комплексы тектонических впадин и глыб напоминают более или менее ясно очерченные многоугольники и овалы, иногда несколько вытянутые в каком-либо направлении; геосинклинальные комплексы в этой же проекции имеют вид относительно узких и длинных полос.

Плитные комплексы — это комплексы плит по А. А. Богданову [1976]. Они характеризуются геометрической формой и размерами, которые определяются наличием в их составе типичных так называемых плитных или платформенных осадочных формаций в понимании Н. С. Шатского, Ю. А. Косыгина, А. В. Пейве [1951]. Такие единицы в осадочных чехлах платформ представлены обычно формационными комплексами, которые, как правило, залегают на больших площадях, имеют значительную выдержанность фаций и мощностей по простиранию при быстрой сменяемости наборов горных пород (фаций) в вертикальном разрезе. Тектонотипами осадочных плитных комплексов служат этажи, отвечающие известным тектоническим циклам чехла Европейской платформы — каледонскому (венд — нижнедевонский комплекс), варисцийскому (средний девон — триас) и альпийскому (верхний триас — антропогеновый комплекс).

Плитные тектонические комплексы в настоящее время выделяются на многих древних и молодых платформах. Правда, называются плитные комплексы у разных авторов по-разному.

Структурная и пространственная зональная обособленность разновозрастных плитных тектонических комплексов на Европейской платформе стала особенно очевидной после того, как А. Б. Роновым [1949] был исследован характер изменения соотношений между областями осадконакопления и размыва на территории этой платформы. Расчлененность осадочного чехла Европейской платформы на тектонические и формационные комплексы разного возраста (осадочные циклы 1-го и 2-го порядка) ясно проявилась, в частности, на графике, построенном по изменениям площади осадконакопления в процентах к общей площади платформы (рис. 23).

Пространственная обособленность плитных комплексов в структуре земной коры видна также в ряде конкретных опорных разрезов, пред-

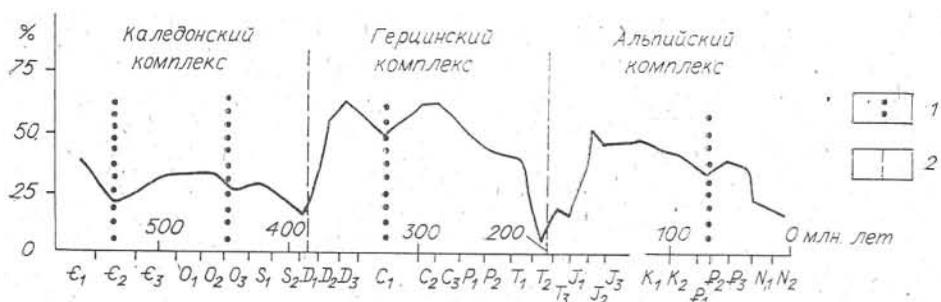


Рис. 23. Характер связи тектонических и формационных комплексов с изменениями площади осадконакопления на примере Европейской платформы. Изменения площади осадконакопления для фанерозоя даны в % к общей площади платформы, по А. Б. Ронову, А. А. Мигдисову и Н. В. Барской (1969 г.).

1 — стратиграфические границы формационных комплексов; 2 — границы тектонических комплексов.

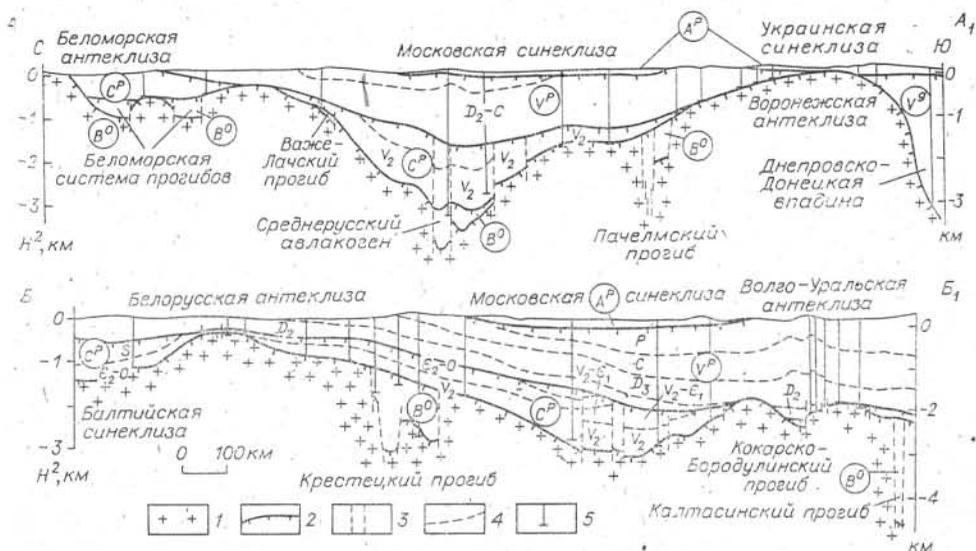


Рис. 24. Тектонические комплексы чехла Европейской платформы по профильным разрезам Н. С. Иголкиной [Геологические формации... 1981, упрощено]. Линии разрезов показаны на рис. 39.

1 — граница осадочного чехла и фундамента; 2 — границы тектонических комплексов; 3 — разломы; 4 — стратиграфические границы; 5 — скважины. Индексами в кружках обозначены тектонические комплексы разного возраста и структурного типа: B^0 — байкальские комплексы тектонических впадин (авлакогенов), CP — каледонский, VP — варисцийский и AP — альпийский плитные комплексы осадочного чехла платформы, V^g — варисцийский и A^g — альпийский геосинклинальные комплексы.

ставленных на рис. 21—24. Так, каледонский плитный комплекс Европейской платформы занимает западную и центральную части платформы. Варисцийский, или герцинский, плитный комплекс связан с большой среднепалеозойской трансгрессией, которая пространственно, т. е. по площади распространения, не совпадала с каледонскими трансгрессиями моря. Альпийский плитный комплекс осадочного чехла занимает преимущественно южную часть Европейской платформы и заходит на соседние молодые платформы — Скифскую и Средне-Европейскую.

Орогенные тектонические комплексы (комплексы тектонических впадин и глыб) в складчатых и рифтовых областях выделяются под названием тектонические впадины или орогенные (моассовые) прогибы. На древних и молодых платформах их обособляют в качестве платформенных тектонических впадин или авлакогенов (рис. 24, 25). Осадочные орогенные комплексы представлены относительно мощными толщами, заполняющими

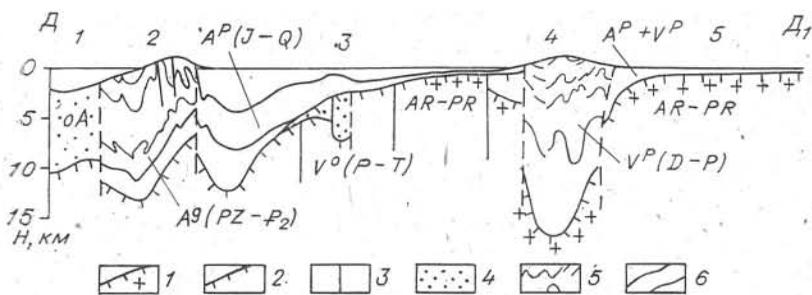


Рис. 25. Тектонические и формационные комплексы на схематическом профиле по линии Черноморская впадина — Воронежская антеклиза (по К. Н. Кравченко и И. Н. Полкановой [Тектоническая карта юга СССР, 1975], упрощено). Линия профиля показана на рис. 39.

1 — фундамент Европейской платформы; 2 — границы тектонических комплексов; 3 — разломы; 4 — орогенные комплексы впадин; 5 — многогеосинклинальные комплексы; 6 — осадочные плитные комплексы. Индексы разновозрастных тектонических комплексов те же, что и на рис. 24. Цифрами на рисунке обозначены: 1 — впадина Черного моря, 2 — альпийский геосинклинальный комплекс Большого Кавказа, 3 — альпийский плитный комплекс Скифской платформы, 4 — герцинский (вариссийский) комплекс Донбасса, 5 — плитные комплексы чехла Европейской платформы.

межгорные и краевые прогибы, впадины, котловины и грабены, унаследованные или резко наложенные на другие комплексы и обладающие иным по сравнению с ними планом строения.

Комплексы орогенных впадин разного возраста широко распространены в различных геоструктурных областях: в эпиплатформенных и эпигеосинклинальных областях, на древних и молодых платформах, в рифтовых областях, а также на границах (в зонах сочленения) всех видов геоструктур земной коры. Региональными примерами этих комплексов могут служить, вероятно, мезокайнозойские впадины Забайкалья, палеозойские впадины Центрального Казахстана и Алтае-Саянской области, системы Предальпийских, Предкарпатских, Предкавказских впадин. Среди орогенных тектонических впадин в складчатых областях уже давно различают наложенные и унаследованные их типы, дейтероорогенные и протоорогенные комплексы по К. В. Боголепову [1985].

Понятие о наложенных тектонических впадинах впервые введено в литературу в 1938 г. Н. С. Шатским [1965] в ходе анализа структур Центрального Казахстана. Первая и главная особенность таких впадин, согласно Н. С. Шатскому [1965] и А. А. Богданову [1976], состоит в том, что выполняющие их отложения (девона и карбона) залегают на размытой поверхности различных складчатых образований фундамента (глубокого докембрия, ордовика и силура) с резким, в том числе и азимутальным, несогласием.

Тектонические впадины, как комплексы особого типа, не были обнаружены и выделены в качестве элементов во всех геоструктурных областях одновременно. Сначала их выделяли в складчатых и рифтовых областях (межгорные прогибы и рифтовые впадины), потом — на молодых платформах (промежуточные между фундаментом и чехлом комплексы) и в последнюю очередь — на древних платформах, где они обнаружены в основании осадочного чехла, под плитными комплексами (см. рис. 24).

Открытие этих объектов опорными скважинами на древних платформах в самом начале 1950-х годов было большой неожиданностью. «Кто бы мог подумать, — писал А. А. Богданов [1976, с. 203], — что южная часть территории Москвы расположена над глубоким грабеном...». По А. А. Богданову, установление в пределах Европейской платформы узких и глубоких древних грабенообразных впадин следует считать одним из важнейших открытий последних лет.

К числу вариссийских, или герцинских, орогенных тектонических комплексов чехла Европейской платформы относится Днепровско-Донецкий прогиб, который вместе с многогеосинклинальным комплексом про-

гиба Большого Донбасса был заложен на Сарматском щите в позднем девоне и вызвал распад его на Воронежскую и Украинскую антеклизы (см. рис. 24 и 25). В последующем (в триасе) над этими герцинскими комплексами сформировался альпийский (поздний мел — палеоген) плитный комплекс Украинской синеклизы. Стадия орогенной впадины, или авлакогена, в этом районе, как во многих других, предшествовала плитной стадии, т. е. стадии образования в платформенном чехле синеклизы.

Геосинклинальные тектонические комплексы. Понятие о геосинклинальных тектонических комплексах (зонах, прогибах) имеет длинную историю становления, которая рассмотрена в ряде специальных работ и отражена в справочниках по тектонической терминологии [Справочник..., 1970; Соловьев, 1975; и др.]. По представлениям геологов конца прошлого столетия, геосинклинальные зоны — это глубокие протяженные прогибы, выполненные мощными смятыми в складки толщами осадочных пород, которые резко отличаются от плоских практически не дислоцированных комплексов разнообразных отложений на платформах.

Концепция о мощном накоплении осадков в погружающихся прогибах с последующими процессами горообразования в этих зонах была выдвинута Дж. Холлом [Hall, 1859]. Развивая эти идеи, Дж. Дэна [Dana, 1873] обозначил зоны, где отлагались осадки особенно большой мощности и где впоследствии образовались горные цепи, термином *геосинклиналь*. Таким образом, геосинклинальными с самого начала появления этого понятия назывались объекты, четко геоморфологически выраженные в структуре земной коры в виде протяженных горных цепей и складчатых зон. Первым эталоном геосинклиналей в таком классическом их понимании был палеозойский геосинклинальный комплекс отложений в Аппалачских горах.

Использованный первоначально для обозначения тектонических зон, обособляемых в геоморфологическом пространстве и структурно отличающихся от соседних плитных комплексов (по форме, мощности осадочных толщ и по их внутренней структуре), термин *геосинклиналь* впоследствии оказался многозначным, подмененным другими понятиями. В результате это слово превратилось, по образному выражению Л. Дюбертре [1966], в маску, за которой скрывается отсутствие у нас знаний. В настоящее время, как известно, использовать термин *геосинклиналь* вне конкретной системы рассуждений и без пояснения его смысла невозможно. В современной геологической литературе наибольшее распространение получили два смысла этого слова. Геосинклиналь в широком смысле — это то же, что и геосинклинальная область А. Д. Архангельского, Н. С. Шатского и др. (1933, 1937 гг.); в узком смысле слова — это внутренняя геосинклиналь какой-нибудь конкретной складчатой области или ее тектоническая зона, отвечающая отдельному геосинклинальному тектоническому комплексу байкальского, каледонского, герцинского и т. д. возраста (см. рис. 25).

Понятие *геосинклиналь* (как в широком, так и в узком смысле) по своему происхождению и содержанию является понятием структурным. Это видно из того, что Дж. Холлом [Hall, 1859] были выделены мощные призм осадочных толщ, структурно выраженные горными цепями. Впоследствии они были обозначены сначала термином *геосинклиналь* [Dana, 1873], а затем стали называться *главными геосинклинальными комплексами* или *геосинклинальными тектоническими комплексами* [Херасков, 1967; Богданов, 1976; и др.]. Структурные критерии и прежде всего геометрическая форма комплексов (мощные линейно вытянутые вдоль складчатых систем призм вулканогенно-осадочных толщ, нередко прорванных гранитоидными и базальтоидными интрузиями) были главными признаками, по которым геосинклинальные комплексы выделялись и противопоставлялись плитным и орогенным тектоническим комплексам. Именно в таком первоначальном структурном смысле (как некие геологические тела определенной геометрической формы, а не как некие «вещественные» единицы) понимается термин *геосинклинальные комплексы* в данной работе.

Классификация тектонических комплексов по формационному составу и общая их систематика

Тектонические комплексы, имеющие внешне сходную геометрическую форму (форму плиты, орогенной впадины или глыбы, форму геосинклинальной зоны), могут быть сложены формациями разного состава. Это позволило целому ряду исследователей в ходе изучения отдельных таких структурных форм классифицировать тектонические комплексы по их составу. Общие классификационные схемы сначала разрабатывались для геосинклинальных зон складчатых областей. Из этих схем, согласно заключению А. А. Богданова [1976], наибольшее распространение получила классификация, которую начал разрабатывать в 1940 г. Г. Штилле [1964]. Эта достаточно естественная и поэтому простая схема, как её называет А. А. Богданов, предусматривала выделение в складчатых областях тектонических зон с эв- и миогеосинклинальным развитием. По определению Г. Штилле, к эвгеосинклинальным зонам относились части геосинклинальных областей (ортогеосинклинальных областей Г. Штилле) с наиболее развитыми магматическими процессами, а миогеосинклинальными считались зоны, характеризующиеся миомагматичностью, т. е. слабым проявлением магматических процессов вплоть до полной амагматичности. Эти понятия в 1968 г. были уточнены А. А. Богдановым [1976].

Согласно А. А. Богданову, два положения из выдвигаемых Г. Штилле, видимо, не могут уже рассматриваться в виде «руководящих признаков» при выделении эв- и миогеосинклинальных зон: это их центральное или более краевое положение в геосинклинальной области и различное время вовлечения в складчатость. Г. Штилле [1964] помимо существенных признаков, как справедливо отмечал А. А. Богданов, без необходимости включил в определение выделенных им типов тектонических зон ряд второстепенных характеристик, отражающих некоторые несущественные особенности конкретных зон Северной Америки. По мнению А. А. Богданова, рациональное зерно схемы Г. Штилле заключалось в том, что в ней обособление типов геосинклинальных тектонических зон проводилось на основе общих и широких характеристик, среди которых главной является магматизм. Во всех последующих классификациях тектонических комплексов, включая сюда и ту, что представлена на рис. 26, практическое применение нашло именно это рациональное зерно классификации Г. Штилле: разделение тектонических комплексов по критериям преобладания в их составе осадочных или вулканогенно-осадочных формаций с проявлениями базальтоидного или гранитоидного магматизма.

Опыт составления обзорных тектонических карт, а также анализ конкретной структуры и истории развития палеозойд Казахстана, Тянь-Шаня и многих других областей привели А. А. Богданова [1976, с. 154] «к выводу о большой перспективности применения классификации геосинклиналей, впервые предложенной Г. Штилле в 1940 г. и за границей широко использованной М. Кэем, Ф. Кингом, Ж. Обуэном и многими другими геологами, а у нас в разное время поддержанной и развитой Н. С. Шатским, В. Е. Хаиным, Н. П. Херасковым, В. А. Николаевым и другими учеными».

Систематика тектонических комплексов по самым общим критериям их состава имеет ряд преимуществ, на которые обратил внимание А. А. Богданов: 1) она оказывается простой и объективной; 2) лежащие в ее основе признаки позволяют сравнивать между собой тектонические комплексы различных геологических эпох; 3) эти признаки, отражая состав, тесно связаны с полезными ископаемыми и важны, например, для понимания металлогенической специализации тектонических комплексов; 4) систематика допускает использование более дробных классификаций тектонических комплексов по количественным характеристикам их состава и структуры, когда таковые будут введены в науку.

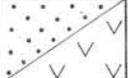
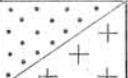
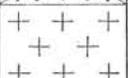
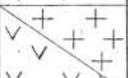
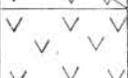
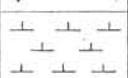
Вещественные ряды		Структурные ряды		
		Плитный	Орогенный	Геосинклинальный
a		СЕДИМЕНТНЫЕ ПЛИТЫ Европейской платформы 1 (V ₂ -D ₁ , D ₂ -T ₂ и др.)	СЕДИМЕНТНЫЕ ВПАДИНЫ 2 Байнальская, Ферганская	МИОГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСЫ 3 Западная зона Урала, южная Большого Кавказа
b		ТРАППОВЫЕ ПЛИТЫ Комплекс Тунгусской синеклизы (C ₂ -T)	ТАФРОГЕННЫЕ ВПАДИНЫ 5 Онежская, Тункинская, Минусинская	ЗВГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ 6 Тагило-Магнитогорская зона
c		ПАЛЕОПЛИТЫ Северо-Китайской платформы 7 (PZ-T), Яно-Индибирская (P-T)	ПАЛЕОВПАДИНЫ 8 Удоканская	ОСАДОЧНО-ГРАНИТОИДНЫЕ 9 Иньяли-Дебинская зона
d		ПРОТОПЛИТЫ Сфенофенно-карельский комплекс 10	ПРОТОВПАДИНЫ 11 Токрауская, Имандра-Варзугская, Печенгская, Барбертон	ОРТОГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ 12 Чингиз-Тарбагатайская
e		ГРАНИТО-ГНЕЙСОВЫЕ ПОЛЯ 13 Центральнобелорусское	ГРАНИТОИДНЫЕ ГЛЫБЫ 14 Мурманская	ГРАНИТОИДНЫЕ ПОЯСА 15 Становой
f		НУКЛЕАРНЫЕ ПОЛЯ 16 Беломорский, Алданский комплекс	ГРАНУЛИТОВЫЕ ГЛЫБЫ 17 Гарганская	ГРАНУЛИТОВЫЕ ПОЯСА 18 Мозамбикский, Восточно-Гатский
g		БАЗАЛЬТОИДНЫЕ 19	20	21
h		ГИПЕРБАЗИТОВЫЕ 22	23	24



Рис. 26. Систематика тектонических комплексов земной коры по их формационному составу и структуре.
1-4 — доминирующий формационный состав: 1 — осадочные, 2 — гранитоидные, 3 — базальтоидные, 4 — ультраосновные комплексы. Сложные комплексы, состоящие из разных формаций, представлены диаграммами в первой вертикальной колонке (b, e, d и др.).

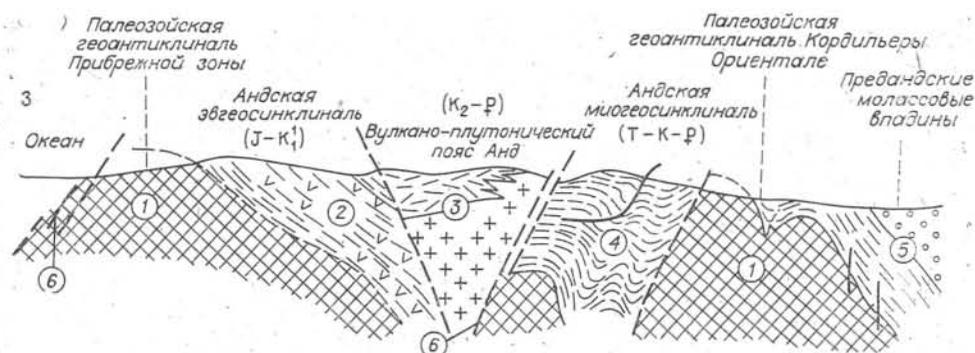


Рис. 27. Главные тектонические зоны (комплексы) Перуанских Анд [по Богданову, 1976].

Цифрами в кружках обозначены тектонические комплексы (зоны) разного типа: 1 — основания; 2 — эвгеосинклинальный, 3 — вулканоплутонический, 4 — миогеосинклинальный, 5 — орогенной (молассовой) впадины; 6 — зоны глубинных разломов.

Это исключительно широкая, быть может даже предельно общая, классификация геологических объектов по их формационному составу. В ней обособляются наиболее крупные классы тектонических комплексов, которые являются «одинаковыми» лишь по самой общей характеристике — по наличию в их составе однотипных формационных комплексов. Она допускает наличие в разных зонах одинаковых формаций. Осадочные геотектоники разного состава и строения, например терригенно-карбонатный флиш, могут содержаться как в эв-, так и в миогеосинклинальных тектонических комплексах. А. А. Богданов [1976, с. 154] по этому поводу писал, что само содержание выделяемых в подобной классификации понятий *эвгеосинклиналь* и *миогеосинклиналь* хотя и обладает большой широтой, но оно вряд ли должно подвергаться чрезмерной конкретизации. Классификация Г. Штилле предусматривала выделение только «осадочных» и «магматических» тектонических зон. Второй из этих классов, однако, является несравненно более широким, чем первый. В последующих работах других авторов эта классификация стала постепенно совершенствоваться, сохраняя при этом рациональное содержание первой публикации Г. Штилле. После работ А. А. Богданова тектонические зоны сначала стали разделяться на эв- и миогеосинклинальные типы в зависимости от преобладания в разрезах осадочных или осадочно-вулканогенных формаций, связанных преимущественно с проявлением базальтоидного магматизма. Позже стали обособляться также зоны с мощным проявлением гранитоидного магматизма, а затем и зоны смешанного формационного состава.

При обособлении главных тектонических зон в Перуанских Андах (рис. 27), например, наряду с эв- и миогеосинклиналями приходится выделять еще *вулканоплутонический* пояс, а также *палеозойские геосинклинали*, т. е. тектонические зоны выходов комплекса основания, которые имеют качественно иной по сравнению с эв- и миогеосинклинальными комплексами формационный состав.

Помимо эв- и миогеосинклинальных зон А. А. Богданов различал в складчатых областях Казахстана, Северо-Востока СССР и в Перуанских Андах по крайней мере еще два типа геосинклинальных тектонических комплексов: 1) вулканоплутонические (син.: осадочно-плутонические, осадочно-гранитоидные) зоны, сложенные осадочными формациями с проявлением гранитоидного магматизма; 2) геосинклинальные зоны, в которых присутствуют осадочные, гранитоидные и базальтоидные формации, характерные для ортогеосинклинальных областей. Таким образом, в работах А. А. Богданова [1976] были выделены и показаны на конкретных геоструктурных профилях и схемах элементы 3, 6, 9 и 12 общей систематики тектонических комплексов, приведенной на рис. 26, а именно: мио-

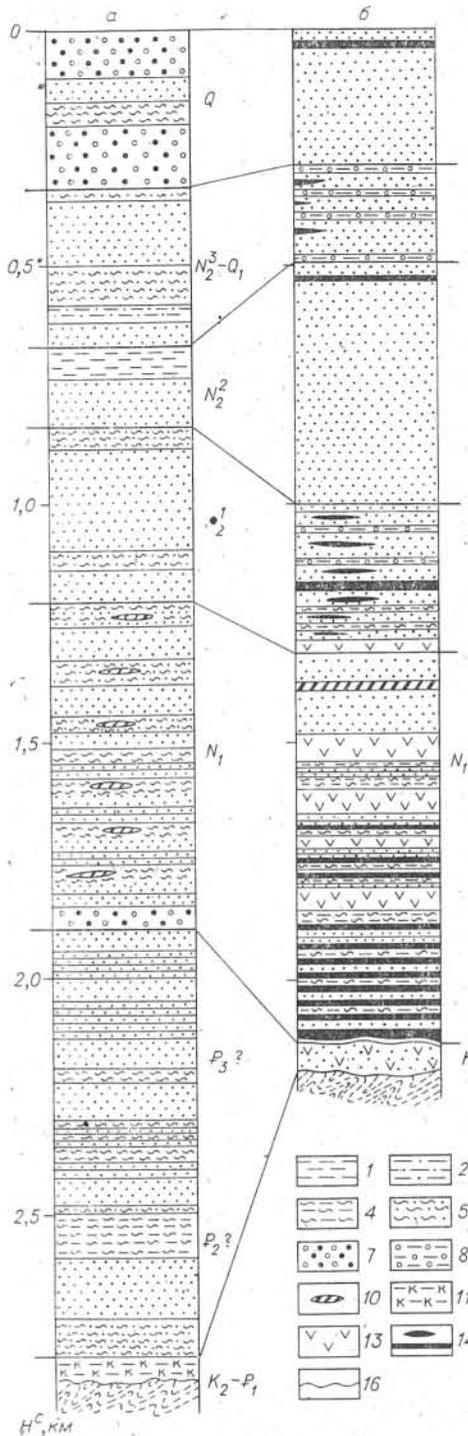


Рис. 28. Формационный состав Байкальской (а) и Тункинской (б) впадин Прибайкалья [Геология и сейсмичность..., 1984]. Первая по своему составу относится к седиментным впадинам, а вторая — к тафрогенным (см. элементы 2 и 5 на рис. 26). 1 — илы; 2 — илы с примесью песка; 3 — глины; 4 — суглинки; 5 — алевриты; 6 — пески; 7 — гравийно-галечные отложения; 8 — глины с включением гальки; 9 — песчаники; 10 — бурые угли; 11 — каолиновые коры выветривания; 12 — песчаные туфы; 13 — туфы; 14 — базальтовые потоки и лавы; 15 — метаморфические породы докембрия; 16 — поверхности размыва и стратиграфические перерывы.

геосинклинальные, эвгеосинклинальные, вулканоплутонические, или осадочно-гранитоидные, и ортогеосинклинальные зоны.

Следует заметить, что термин *вулканоплутонические зоны* (пояса или ассоциации) используется не только для обозначения четко обособленных в геоморфологическом пространстве тектонических зон типа Инъяли-Дебинской и Андийской или разломных зон типа Северо-Байкальского краевого шва. Это же название употребляется иногда и при выделении в земной коре формационных подразделений, в которых присутствуют вулканоплутонические ассоциации горных пород гранитоидного ряда [Геологические формации, 1982]. Известные в настоящее время классификации геосинклинальных тектонических комплексов по их формационному составу являются качественными классификациями. Переход к количественным характеристикам состава здесь только намечается.

Применительно к вещественному составу эв- и миогеосинклинальных комплексов такая попытка ввести более строгие количественные классификационные критерии сделана, например, Ю. М. Пушаровским [1971]. С учетом предложенных им количественных критериев к миогеосинклинальным следует

относить те комплексы, у которых индексы базальтоидного вулканизма меньше 10%, а среди эвгеосинклинальных комплексов выделять такие их разновидности, как миогеосинклинали с индексом вулканизма 10—50%. Первые классификации, основанные на указанных выше критериях формационного состава для орогенных тектонических комплексов (комплексов орогенных впадин и глыб, орогенных тектонических структур или глыбово-складчатых структур), были, очевидно, предложены М. С. Нагибиной [1967], которая в орогенном ряду рассматриваемых ею структурных элементов выделяла два главных типа: с массовым

проявлением базальтоидного магматизма и с массовым проявлением гранитоидного магматизма. Она же обратила внимание на специфику формационного состава некоторых впадин и прогибов в Восточной Азии, в которых проявлен как базальтоидный, так и гранитоидный магматизм. Таким образом, в ранних работах М. С. Нагибиной [1967] по критериям магматизма уже были выделены тектонические впадины трех разных типов. Им соответствуют элементы 5, 8 и 11 в общей систематике тектонических комплексов на рис. 26. Но все эти типы тектонических впадин не были тогда четко терминологически обозначены и отделены от других типов структур тектономагматической активизации.

Изучение магматизма, свойственного орогенному (заключительному) этапу развития геосинклинальных складчатых областей [Штрейс и др., 1980], также привело к обособлению практически по тем же критериям формационного состава следующих типов орогенных тектонических структур: 1) межгорных впадин наложенного типа, где локализуются базальтовые, трахиандезитовые и трахибазальтовые вулканические формации, являющиеся продуктами основных магм; 2) межгорных прогибов унаследованного «брахигеосинклинального» типа, в которых присутствуют смешанные по составу продукты кислых и основных магм; 3) горных глыбовых поднятий с характерным для них гранитоидным магматизмом. Обратившись к конкретным объектам, которые приводятся в этих работах в качестве примера, легко установить, что выделенные типы относятся соответственно к видам 5, 11 и 14 общей систематики тектонических комплексов (см. рис. 26).

Тектонические впадины осадочного и базальтоидного выполнения (элемент 5 общей систематики) в качестве самостоятельного типа были также обособлены на молодых платформах под названием *тафрогены* или *тафрогенные впадины* [Муратов, 1972]. Примерами таких тектонических впадин служат триасовые грабены Западной Сибири, в составе которых известны осадочные и базальтоидные формации (Юлмановский, Кушмурунский, Кочердыкский и другие грабены Зауралья и юга Западной Сибири). Очевидно, что термин *тафрогенные впадины* вполне можно использовать для обозначения всех орогенных тектонических комплексов, сложенных осадочными и базальтоидными формациями (рис. 28, б).

Сложнее дело обстоит с терминологией тектонических впадин других типов (элементы 2, 8 и 11). Во всех известных классификациях впадины, выполненные исключительно осадочными комплексами, в качестве самостоятельного типа даже не выделены, хотя в самом факте наличия в земной коре таких впадин или прогибов вряд ли можно сомневаться (рис. 28, а). Эти впадины часто образуются из плитных осадочных комплексов чехлов платформ на орогенном этапе их развития. Поэтому в первом варианте общей систематики тектонических комплексов они были выделены под названием *ороплинты* [Структура..., 1979]. Если все впадины осадочного выполнения обозначать более общим термином — *седиментные впадины*, то термин *ороплинт* можно сохранить для обозначения в широком классе орогенных впадин тех их разновидностей, которые образовались в результате разрушения осадочных плитных комплексов орогенными процессами.

Тектонические впадины сложного формационного состава, выполненные осадочными комплексами с проявлениями в них гранитоидного, а также базальтоидного и гранитоидного магматизма (элементы 8 и 11 на рис. 26), до сих пор еще удобных обобщающих названий тоже не получили. Некоторые разновидности таких впадин четко выделяются в фундаменте древних платформ под названиями *палеоавлакогены* [Лейтес и др., 1970] и *протоавлакогены* [Красный, 1977]. Сходным термином *рифтоподобные впадины* обозначаются также раннепротерозойские рифтоподобные впадины, в составе которых имеются осадочные, гранитоидные и базальтоидные комплексы и связанные с проявлениями магматизма формации зонального метаморфизма [Милановский, 1983, 1984].

Следуя этим терминологическим традициям, всю группу впадин,

сложенных осадочными формациями с проявлением гранитоидного магматизма, вероятно, можно было бы назвать палеовпадинами, а впадины максимально сложного формационного состава — протовпадинами, предполагая, что *проторифтовые впадины*, *протоавлакогены* и *палеорифты* могут рассматриваться как разновидности указанных впадин (см. элементы 8 и 11 на рис. 26, а также рис. 13, 19).

Плитные тектонические комплексы разного формационного состава и возраста также различаются по указанным выше вещественным критериям. Выделение в осадочном чехле платформы осадочных плитных комплексов, или седиментных плит, а также плитных комплексов с мощным проявлением базальтоидного магматизма — трапповых комплексов (элементы 1 и 4 в общей систематике) при наличии достаточного числа скважин особых трудностей не вызывает (см. рис. 7, 21—24). Седиментные тектонические и формационные комплексы, обладающие «плитной» формой, часто называются также седиментационными бассейнами.

Появление магматических формаций в составе этих тектонических комплексов, как и во всех других, значительно усложняет их внутреннюю структуру. Плитные тектонические комплексы с проявлениями в них базальтоидного и особенно гранитоидного магматизма отличаются интенсивностью складчато-разрывных деформаций. Они широко развиты в так называемых активизированных, или подвижных, платформах [Справочник..., 1970; Структура..., 1979]. Осадочные и магматические формации, входящие в состав единого плитного комплекса, по своей морфологии иногда весьма резко отличаются от плитообразной в целом формы самого комплекса, что вызывает естественные сомнения в правомерности отнесения таких сложных по своему формационному составу комплексов к плитному ряду. Тем не менее принципиальная возможность включения их в плитный ряд становится очевидной, если мы будем рассматривать эти объекты, руководствуясь принятым в гл. II понятием *структура*, т. е. обращая главное внимание на ту форму всего тектонического комплекса в целом, которую он имеет в геоморфологическом пространстве. От второстепенных деталей внутреннего строения таких комплексов следует отвлекаться, подобно тому как мы абстрагируемся от микроскопических структур горных пород при описании более крупной структуры геологических формаций. Ведь структура деталей и структура более крупных объектов во всех этих случаях фактически относятся к разным пространствам представления: кристаллографическому, стратиграфическому и геоморфологическому (см. табл. 3).

Плитные комплексы осадочно-гранитоидного состава впервые, вероятно, были обособлены на Китайских платформах в качестве структурного элемента плитной стадии развития этих платформ в палеозое и триасе. В послетриасовое время этот плитный комплекс испытал тектономагматическую активизацию с мощным проявлением гранитоидного магматизма. Сначала это был обычный осадочный, или седиментный, плитный комплекс, а позже его состав и соответственно внутренняя структура усложнились за счет появления в структуре плитного комплекса формаций гранитоидного ряда. Такая история формирования плитных комплексов осадочно-гранитоидного состава хорошо отражается в терминах *палеоплитные комплексы* («палеоплиты»), которыми и предлагается обозначать указанные тектонические единицы (элемент 7 на рис. 26). Плитные тектонические комплексы осадочно-гранитоидного состава в зависимости от интенсивности проявления в них гранитоидного магматизма и положения в структуре конкретной области могут в одних случаях относиться к промежуточному комплексу платформ (палеозойский комплекс Северо-Китайской платформы или эпикаледонский комплекс юга Западной Сибири), а в других — включаться в фундамент молодой платформы. Таковым, возможно, является байкальский комплекс фундамента Тимано-Печорской плиты. Более существенные изменения приводят к появлению уже сильно деформированных плит, таких как пермо-триасовая «деформированная плита» Яно-Индибирской области эпиплатформенных мезозойд

Северо-Востока СССР. Плитные комплексы в этих крайних случаях, приобретая другую форму, превращаются в геосинклинальные зоны или, по крайней мере, входят в их состав.

Плитные комплексы еще более сложного формационного состава с проявлением в них гранитоидного и базальтоидного магматизма пока выделяются, причем весьма условно, только в кристаллическом фундаменте древних платформ. В таких областях они отвечают более ранним по сравнению с палеоплитными комплексами стадиям развития земной коры и называются соответственно *протоплитными комплексами*, или протоплитами (элемент 10 на рис. 26).

Протоплитные тектонические комплексы характеризуются максимально сложной внутренней структурой, обусловленной совместным нахождением в одном комплексе магматических формаций разнообразного состава, а также осадочных серий, в разной степени метаморфизованных. Это вызывает естественное желание отнести их к «геосинклинальным» образованиям, т. к. подобный сложный формационный состав впервые был установлен в ортогеосинклинальных зонах и долгое время считался характерным только для них. Обширная область непрерывного распространения на поверхности Балтийского щита сфекофенно-карельского тектонического комплекса, например, до сих пор показывается как область сфекофенно-карелид. По своему формационному составу и по наличию в них внутриплитных складчатых деформаций такого рода тектонические комплексы, имеющие широкое площадное распространение, действительно мало отличаются от других тектонических комплексов, обладающих аналогичным «ортогеосинклинальным» формационным составом, т. е. от протоплит и от протовпадин, с которыми они попадают в один вещественный ряд (элементы 10—12 на рис. 26). Между тем сам факт широкого площадного распространения тектонических комплексов сфекофенно-карельского типа на земной поверхности совершенно определенно свидетельствует о плитоподобной форме этих тектонических единиц. Такое сходство формы обособления в геоморфологическом пространстве позволяет включать данные элементы в один структурный гомологический ряд с более простыми по своему формационному составу и внутренней структуре плитными тектоническими комплексами осадочного, осадочно-базальтоидного и осадочно-гранитоидного выполнения (седиментных, трапповых и палеоплитных комплексов). История формирования протоплитных комплексов такова, что они часто выглядят более «пожилыми» образованиями по сравнению со всеми другими плитными комплексами, входящими в рассматриваемый гомологический ряд. Они прошли не только все стадии седиментации, но пережили также эпохи проявления в них магматизма разного состава: базальтоидного и гранитоидного. Эта историко-генетическая особенность протоплитных комплексов находит отражение в их названии, так как *прото* означает *древний* или *пожилой*.

Среди тектонических комплексов, сложенных исключительно кристаллическими образованиями, орогенные глыбы (горные глыбовые поднятия) были, очевидно, первыми объектами, обратившими на себя внимание геологов. Во всяком случае, массивы, сложенные гранитоидными комплексами, а также комплексами высокометаморфизованных толщ (гранитоидные и гранулитовые глыбы — элементы 14, 17 на рис. 26), обособлялись в структуре складчатых областей в самом начале века. Они выделялись в ранних работах Г. Штилле, С. Н. Бубнова, Э. Кайзера, Е. В. Милановского и др. [Справочник..., 1970; Структура..., 1979]. В настоящее время хорошо известно, что либо эти глыбы почти целиком сложены гранитоидными комплексами (Мурманская глыба и сходные с ней объекты), либо в их составе присутствуют еще кристаллические серии более основного состава с гранулитами и амфиболитами, как это наблюдается в Гарганской и других глыбах Восточного Саяна. Это позволяет разделить кристаллические глыбы по критерию их качественного состава на «гранитоидные» и более основные по минеральному составу «гранулитовые» виды.

Другие формы пространственного обособления кристаллических комплексов данного ранга в земной коре выявлены значительно позже, после того как по результатам геофизических исследований и глубокого бурения были получены более или менее надежные сведения о составе и строении этих комплексов не только на щитах, но и в фундаменте под чехлом древних платформ, где рассматриваемые образования особенно широко развиты. Проведенные здесь работы по корреляции аномальных геофизических полей с составом кристаллического фундамента ясно показывают, что на поверхность фундамента выходят тектонические комплексы разной формы. Одни из них на этой поверхности образуют исключительно широкие поля и относительно малые по площади массивы, а другие проявляются в структуре кристаллического фундамента в виде линейных узких зон огромной протяженности.

В аномальном геофизическом поле Европейской платформы, например, отчетливо обособляются области двух типов: ослабленных гравитационных и магнитных аномалий мозаичного типа (преимущественно отрицательные или слабой интенсивности) и интенсивных знакопеременных аномалий линейного типа. Все области мозаичных аномалий первоначально трактовались как *фрагменты архейской платформы, древние жесткие ядра, гранито-гнейсовые массивы*, а области линейных аномалий — как *складчатые системы раннего протерозоя*. Иными словами, более древними в кристаллическом фундаменте считались гранито-гнейсовые поля типа Центральнобелорусского поля (элемент 13 на рис. 26). Однако в свете новых фактов и идей о развитии и становлении континентальной коры [Шейве и др., 1976] тектонические комплексы такого состава в последнее время стали тоже рассматриваться как крупные структурные этажи, отвечающие определенным стадиям формирования кристаллического фундамента с постепенным увеличением в сводном разрезе консолидированной коры общего количества гранитоидного материала вверх по разрезу. Именно такая последовательность в залегании тектонических комплексов, отражающая идею «созревания» коры за счет появления в ее составе гранитоидных комплексов, показана в общей систематике этих объектов на рис. 26. Кристаллические комплексы с относительно большим содержанием гранитоидного материала соответственно называются *гранито-гнейсовыми полями (плитами), гранитоидными глыбами (массивами) и гранитоидными поясами (зонами)* (элементы 13—15 на рис. 26). Примерами названных комплексов могут служить Центральнобелорусское и другие гнейсовые поля, Мурманская глыба и другие массивы гранитоидного состава, широко распространенные в фундаменте Европейской платформы, а также Становая гранитоидная зона, или пояс [Аксаментова и др., 1982].

Самые древние тектонические комплексы, в составе которых помимо гранито-гнейсов в значительном количестве присутствуют амфиболиты, гранулиты и чарнокиты, по выходам на поверхности фундамента тоже имеют вид либо относительно малых массивов, либо узких и протяженных поясов и зон (элементы 16—18 на рис. 26). Широкие поля выходов таких древнейших кристаллических образований с гранулитами и чарнокитами называются *нуклеарными комплексами, нуклеарными образованиями, древними ядрами консолидации* и т. п. Такого рода термины использовались в работах Е. В. Павловского, А. А. Борисяка, А. А. Богданова, В. Е. Хаина, П. Н. Кротопкина, Б. М. Валяева, Р. А. Гафарова и многих других [Структура..., 1979]. Следовательно, термин *нуклеарные поля* можно считать вполне приемлемым для обозначения исключительно широких полей древнейших архейских образований типа алданского комплекса Сибирской платформы. Тектонические комплексы названного типа осложнены интенсивной глубинной складчатостью. Несмотря на внутреннюю дислоцированность и глубокий метаморфизм, кристаллические образования всего комплекса в целом хорошо прослеживаются на обширных площадях. Область распространения подобных нуклеарных архейских комплексов исключительно широка. Они часто выделяются

и за пределами древних платформ, в фундаменте соседних складчатых областей в качестве кристаллического основания этих областей.

Другую форму пространственного обособления имеют так называемые *гранулитовые пояса* (син.: *гранулитовые зоны*, *чарнокит-гранулитовые «межи»*, *чарнокитовые пояса* и др.) типа Белорусско-Прибалтийского в фундаменте Европейской платформы, Восточно-Гатского пояса в Индостане, Мозамбикского пояса в Восточной Африке. Впервые структурные единицы названного типа были выделены, очевидно, в 1936 г. Л. Фермом под названием *чарнокитовые зоны* [Структура..., 1979]. Это весьма своеобразные тектонические пояса консолидированной земной коры континентов. Они сложены древнейшими докембрийскими образованиями, неоднократно подвергшимися реомобилизации и повторному метаморфизму, о чем свидетельствует широкое развитие в таких поясах чарнокитов и гранулитов. По составу, структуре и генезису эти тектонические элементы практически не имеют ничего общего с классическими эв- и миогеосинклинальными зонами, выделяемыми в верхних слоях земной коры, за исключением только того, что гранулитовые пояса тоже имеют более или менее четкую линейную форму, ясно видимую по выходам на поверхности Земли. Они обнаруживают, таким образом, лишь некоторое структурное сходство с другими тектоническими комплексами «геосинклинального» ряда (элементы 3, 6, 9, 12, 15 на рис. 26), по которому все эти объекты относятся к одному гомологическому ряду, получившему общее название «геосинклинальные комплексы» от наиболее изученных тектонических зон фанерозоя.

Нуклеарные и гранулитовые тектонические комплексы (элементы 16—18) являются наиболее древними образованиями из числа тех, что выходят на дневную поверхность земной коры в пределах континентов. О составе и структурных формах еще более глубоких горизонтов земной коры нам приходится судить в основном по тому «офиолитовому материалу», который оказался выведенным на поверхность континентов в зонах глубинных разломов и тектонических покровов, а также обнаружен в океанах. Тем не менее плотность вещества в нижних слоях земной коры, ее сейсмические свойства и характер расслоенности вполне позволяют считать, что и в океанах, и на континентах имеются такие области земной коры, в основании которых находятся тектонические комплексы преимущественно базальтового и преимущественно ультраосновного состава (элементы 19—21 и 22—24 на рис. 26). Конечно, это пока только гипотеза, требующая более основательного экспериментального подтверждения.

В отличие от осадочных, гранитоидных и базальтоидных формаций ультраосновные формации не образуют вместе со всеми другими нормальных структурных парагенезов. Такие парагенезы, созданные путем тектонического перемешивания или меланжирования гипербазитовых формаций с «чужеродными» формациями осадочного базальтоидного и гранитоидного рядов, известны в основном лишь в разломных зонах земной коры и в тектонических покровах, сопровождающих такие зоны.

Представленная на рис. 26 общая систематика тектонических комплексов земной коры построена одновременно по двум основаниям. Первым основанием систематики служит установленный ранее эмпирическим путем традиционный ряд различных по своей геометрической форме и структуре тектонических комплексов, или зон. По ним выделены разные структурные группы комплексов, представленные гомологическими их рядами: плитные (*p*), орогенные (*o*) и геосинклинальные (*g*) группы.

Вторым основанием служит качественная классификация тектонических комплексов, в которой использованы эмпирические данные о формационном их составе. Состав этот определяется по наличию в тектонических комплексах главнейших вещественных групп магматических формаций (см. табл. 8 и диаграммы *a — h* на рис. 26). Содержательный смысл всех использованных терминов прямо следует из самой систематики, построенной по элементарной матричной схеме. Содержание использованных понятий раскрывается чтением рис. 26 по схеме: миогеосинклиналь-

ные комплексы — это геосинклинальные комплексы, сложенные осадочными формациями; эвгеосинклинальные комплексы — это комплексы того же структурного ряда, но сложенные осадочными формациями и магматическими формациями основного состава, и т. д.

Известно, что создать общую систематику каких-либо природных объектов, не изменяя при этом, хотя бы частично, старые понятия, невозможно. В такой ситуации рекомендуется сохранять по возможности традиционные термины. По этой причине почти все названия типов тектонических комплексов заимствованы из других работ, хотя первоначальный смысл некоторых старых терминов при этом, конечно, несколько изменился (см. рис. 26).

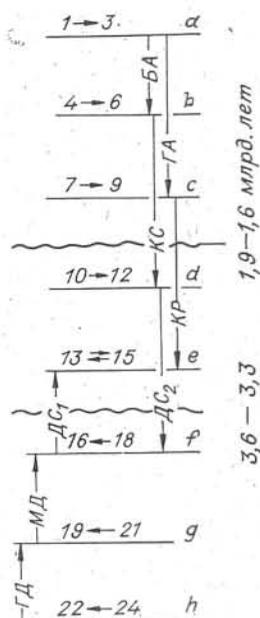
В самом акте создания систематики главным является, прежде всего, построение определенной системы понятий, а не терминов. Последние, как правило, окончательно подбираются несколько позже, когда рациональность конкретного способа построения систематики уже не вызывает больших сомнений. Традиция сохранения старых терминов в любой новой классификации природных объектов означает, что наши понятия об изучаемых объектах с течением времени претерпевают необходимые изменения. Уточнение предшествующих понятий и построение новых более развернутых и строгих классификаций неизбежно приводит к подобному изменению содержания терминов. Почти все термины с течением времени так или иначе меняют свой смысл, и это считается важнейшим результатом развития самой науки (см. гл. II). Многие тектонические термины с момента их появления тоже неоднократно изменяли свой смысл, причем иногда весьма существенно. К таковым относятся мио-, эв- и ортогеосинклинали и др. Примененные в данной систематике термины не могут быть полными синонимами всех других понятий, которые ранее в других работах обозначались сходными терминами. По отношению к таким понятиям термины рассматриваемой здесь систематики сохранили лишь некоторую преемственность. Так, термином *ортогеосинклинали* в словаре Г. Штилле [1964] ранее обозначались «настоящие» геосинклинали, т. е. геоструктурные области, состоящие из эв- и миогеосинклинальных зон в его понимании, а в систематике на рис. 26 так называются тектонические комплексы, включающие в себя все разнообразие формационного состава, характерного для ортогеосинклиналей Г. Штилле. Преемственность понятий в данном случае состоит в том, что сходным термином обозначены элементы, имеющие одинаковое вещественное выполнение.

Поскольку от состава и внутренней структуры комплексов зависит распределение в них полезных ископаемых, представленная на рис. 26 типизация тектонических комплексов по их вещественным и структурным рядам полезна также в практическом отношении. По типам тектонических комплексов можно в самой общей форме судить об основных закономерностях в размещении конкретных групп полезных ископаемых.

Общая схема эволюции тектонических комплексов и главные типы региональной тектономагматической активизации земной коры

Показанная на рис. 26 систематика тектонических комплексов земной коры — это не простое упорядочение объектов данного ранга, но одновременно и попытка сделать определенный шаг в познании их историко-генетической сущности. Последняя, как известно, всегда многопланова и вовсе не заключается только в установлении механизмов складчатости и тех сил, которые вызывают вертикальные или горизонтальные движения в земной коре. В естествознании, как уже отмечалось, более фундаментальными считаются другие вопросы, относящиеся к проблеме выяснения генезиса изучаемых природных объектов: 1) *что из чего образуется*, 2) *что во что превращается* и 3) *как это происходит*? Из этих фундаментальных вопросов классического естествознания лишь третий имеет прямое отношение к поиску «механизмов». Все три вопроса в генетиче-

Рис. 29. Общая схема видовой эволюции тектонических комплексов и главные типы регионального тектогенеза земной коры. Стрелками указаны главные направления в эволюции тектонических комплексов, обусловленные термотектогенезом (вертикальные стрелки) и амагматическими фазами тектогенеза (горизонтальные стрелки). 1—24 — виды тектонических комплексов, сгруппированные по вещественным рядам *a*, *b*, *c* и т. д. (см. рис. 26). Русскими буквами обозначены типы термотектогенеза (виды тектономагматической активизации): БА — базальтоидная, ГА — гранитоидная активизация, КС — ортогеосинклинальная консолидация, КР — кратонизация, ДС — диасхизис, МД — магматическая (метаморфическая) дифференциация коры, ГД — глубинная дифференциация вещества мантии. В млрд. лет указаны главные рубежи эволюции рассматриваемых объектов.



ском естествознании считаются фундаментальными потому, что без получения ясных ответов на них любые рассуждения о генезисе и эволюции оказываются беспочвенными, лишенными «внешнего оправдания», возможности проверить георетические высказывания на их соответствие фактам.

На первый генетический вопрос в самом общем виде отвечает ранговая систематика структурных элементов Земли, представленная в табл. 3, 4 и на рис. 1. Из нее ясно видно, например, что тектонические комплексы в земной коре образуются из минеральных и формационных элементов (ранги 1—6 в этих таблицах). Соответственно и процессы формирования тектонических комплексов столь же многоступенчаты и сложны.

Эволюция рассматриваемых объектов отражена прежде всего в том их разнообразии, которое показано в общей систематике тектонических комплексов на рис. 26. Она вполне определенно отвечает на второй вопрос: что во что с течением геологического времени превращается? В ней четко определены все те виды тектонических единиц, которые в земной коре могут появляться и исчезать, превращаясь под воздействием различных процессов тектогенеза в другие виды объектов данного ранга.

Гораздо труднее, в основном из-за конвергентной неопределенности в происхождении тектонических комплексов, ответить на третий вопрос: *каким образом* все это происходит? В какой последовательности одни тектонические комплексы могут превращаться в другие, какие именно процессы приводят к этой эволюции и т. д.? Для этого необходимо, как это делается в других областях естествознания, построить соответствующие эволюционные ряды изучаемых объектов в виде схемы возможных видовых преобразований. На рис. 29 стрелками указаны наиболее вероятные направления в эволюции тектонических комплексов разного типа. Главными источниками вещества (того материала, из которого состоят все виды тектонических комплексов) служат процессы седиментации и процессы, формирующие магматические формации.

Геологическая история развития платформенных и эпиплатформенных областей (Европейской, Западно-Сибирской и Сибирской платформ, Центрального Казахстана, Тянь-Шаня и др.) дает нам примеры того, как плитные комплексы могут под воздействием фаз складчатости и орогенеза частично разрушаться и превращаться в комплексы тектонических впадин. П. П. Тимофеевым [1970], К. В. Боголеповым [1985] и многими другими учеными доказано, например, что современные контуры распространения юрских впадин Сибири обусловлены эрозионным срезом. Такие впадины представляют собой останцы плитных комплексов, которые некогда имели сплошное распространение на огромной территории. Подобное же происхождение имеют триасово-юрские впадины Южного Зауралья и юга Западной Сибири, эпикаледонские впадины Казахстана и др.

Краевые части плитных комплексов могут также превращаться в складчатые (геосинклинальные) зоны, такие как миогеосинклинальные зоны западного склона Урала, южного склона Большого Кавказа, Верхоянья и др. Поскольку обратного хода в геологической истории указанных тектонических комплексов не наблюдается, мы вправе считать, что структурная эволюция всех комплексов, содержащих в своем составе осадочные формации, идет за счет проявления амагматических фаз тектогенеза в направлении от плитного к орогенному и геосинклинальному ряду (см. 1 → 3, 4 → 6 и т. д. на рис. 26 и 29).

Вещественная эволюция тектонических комплексов осадочного, осадочно-базальтоидного и осадочно-гранитоидного состава (элементы 1—9 на тех же рисунках) идет в основном за счет разнообразных процессов тектономагматической активизации. Разновидности этих тектонических комплексов, по сути дела, представляют собой тот или иной тип или подтип так называемых *структур тектономагматической активизации*. Рассматривая их, М. С. Нагибина, В. Е. Хаин и А. Л. Яншин [1975, с. 52] пришли к важному заключению, «...что при классификации тектономагматических структур, так же как и других тектонических структур, в первую очередь необходимо руководствоваться вещественным составом (типом формации) и формой (морфологией структур)». По критерию формационного состава ими выделены следующие типы процессов и структур тектономагматической активизации: 1) амагматичные, 2) базальтоидной активизации, 3) гранитоидной активизации, или ревивации. Названным типам структур полностью отвечают тектонические комплексы земной коры соответствующего состава (см. вещественные ряды *a*, *b*, *c* на рис. 26 и 29).

Структурная эволюция комплексов, сложенных кристаллическими породами (магматическими формациями в широком смысле этого слова), вероятно, осуществляется иначе. Относительно узкие формы их, постепенно расширяясь, могут, очевидно, превращаться в широкие поля по схеме 13 ← 15, 16 ← 18 и т. д. История формирования этих тектонических комплексов, залегающих в консолидированной континентальной коре, стала интенсивно изучаться сравнительно недавно в связи с развитием нового метода тектонического районирования «по времени становления континентальной коры» [Пейве и др., 1976]. Моменты становления комплексов гранитоидного состава, фиксирующие собой начало континентальной стадии, довольно точно во времени сопоставляются с возрастом завершающей складчатости. Это те же фазы, или эпохи (байкальская, каледонская, герцинская и т. п.), становления тектонических единиц в земной коре, но только преимущественно гранитоидного состава. Поэтому особую роль здесь начинают играть, вероятно, процессы магматического и тектонического объединения (скупивания, стаскивания) ранее возникших в относительно узких зонах тектонических комплексов гранитно-метаморфического состава. Из отдельных зон образуются сначала гранитоидные массивы, а затем огромные гранитоидные поля. Такое расширение участков гранитно-метаморфического состава в земной коре по мере ее созревания происходит, возможно, не только в результате локального скупивания гранитоидных комплексов, но и за счет магматической переработки всех других тектонических комплексов, в том числе и осадочных, оказавшихся в условиях больших температур и давлений.

Процессы, ведущие к образованию различных типов тектонических комплексов (см. 1—24 на рис. 26 и 29), весьма разнообразны. Поэтому в литературе уже давно наметилась тенденция к разделению тектогенеза (так называются все процессы, формирующие структуру земной коры и Земли в целом) на составляющие части с учетом различных форм их проявления и в соответствии с наблюдаемым в земной коре разнообразием видов тектонических структур. Осадконакопление, метаморфизм и интрузивный магматизм, как известно, формируют в основном те типы тектонических комплексов, которые характерны для верхних слоев земной коры (элементы 1—12 и ряды *a*, *b*, *c*, *d* на рис. 26, 29). Естественно, что гео-

логи в первую очередь обратили свое внимание именно на процессы осадконакопления, интрузивного магматизма, метаморфизма и складчатости. Они подробно рассматриваются во многих тектонических концепциях, разработанных главным образом для складчатых областей, а также описываются в геосинклинальной теории, которая начала оформляться со времени выхода в свет работ Дж. Холла [Hall, 1859] и Дж. Дэна [Dana, 1873]. Но уже в середине текущего столетия стало ясно, что эта геосинклинальная теория не позволяет (напомним, что у каждой теории имеются пределы ее применимости) адекватно описывать структуры и процессы, наблюдаемые в более глубоких недрах земной коры, сложенных преимущественно кристаллическими комплексами архея и протерозоя. Это обстоятельство в известной мере учтено в новой геосинклинальной теории, а также в принципах тектонического районирования по времени становления континентальной коры [Пейве и др., 1976], в которых геосинклинальный процесс стал пониматься значительно шире — как процесс созидания континентальной коры с ее гранито-гнейсовыми комплексами за счет переработки более древнего меланократового фундамента, представленного комплексами существенно базальтоидного состава.

Тектонотермальная переработка древнейших чехлов получила, в частности, название кратонизации. Это понятие ввел А. А. Богданов [1976] сначала для характеристики процессов, относящихся к готской эпохе гранитизации, а затем к заключительному (карельскому) этапу становления фундамента Европейской платформы, примерно совпадающему с рубежом протогея и неогея Г. Штилле [1964]. Гранитоидная кратонизация приводит к метаморфической и магматической переработке осадочных толщ и к постепенному замещению их кристаллическими образованиями преимущественно гранитоидного состава (элементы 13—15 на рис. 26 и 29).

В настоящее время вряд ли можно сомневаться в том, что в позднем архее, раннем и позднем протерозое, а иногда и в фанерозое архейские чарнокит-гранулитовые пояса, поля и глыбы также подвергались повторному термотектогенезу, становились ареной повторной тектономагматической активизации (метаморфической регенерации, диасхизиса, тектонотермальной переработки). Для обозначения процессов метаморфизма и гранитизации, которые накладываются на древние комплексы и вызывают их динамотермальные преобразования, вероятно, можно использовать термин *диасхизис*. Речь идет о такой разновидности процессов тектогенеза, при которой кристаллические комплексы подвергаются повторной тектонотермальной обработке — регенерации и реомобилизации. Указанная форма термотектогенеза приводит к образованию наиболее древних гранитоидных и гранулитовых тектонических комплексов, слагающих кристаллический фундамент континентальных платформ и складчатых областей (элементы 13—18 на рис. 26 и 29).

Очевидно, что наиболее надежным критерием разделения всех процессов тектогенеза на составляющие части могут служить результаты этих процессов (см. рис. 26, 29). Видовая эволюция тектонических комплексов — это разнообразные процессы превращения одних объектов в другие их типы. Общая систематика тектонических комплексов земной коры и схема их эволюции свидетельствуют о том, что все известные процессы термотектогенеза (на рис. 29 они показаны вертикальными стрелками) в конечном итоге ведут к увеличению в земной коре тектонических комплексов гранитоидного состава. Основная масса осадочных толщ и соответственно осадочных тектонических комплексов, очевидно, первоначально накапливается в виде плитных комплексов, из которых позже под влиянием амагматической активизации, или амагматического тектогенеза, образуются комплексы других форм — тектонические впадины и миогеосинклинальные зоны (горизонтальные стрелки на рис. 29).

Эволюционные ряды видовых преобразований начинаются, с одной стороны, с процессов седиментации и амагматического тектогенеза, а с другой — с процессов глубинного магматизма и метаморфизма и тесно

с ними связанного термотектогенеза. В процессах образования тектонических комплексов сложного состава участвуют различные формы проявления тектонической активизации: гранитоидной, базальтоидной, а также ортогеосинклинальной консолидации, кратонизации и диасхизиса.

С течением времени виды тектонических комплексов, в составе которых имеются осадочные формации, превращаются в комплексы ортогеосинклинального, гранитоидного или даже гранулитового ряда. Эти важные, «революционные», события в истории земной коры отмечались многими учеными [Штилле, 1964; Богданов, 1976; Салоц; 1983; Пейве и др., 1976; Милановский, 1983, 1984; и др.]. На схеме видовой эволюции тектонических комплексов (см. рис. 29) четко отражено структурно-вещественное содержание таких «революций», выявленных в истории Земли еще в 1944 г. Г. Штилле [1964]: С альгомской или карельской «революцией», имевшей место в земной коре на рубеже неогена и дейтерогена (1,6—1,9 млрд. лет), связано полное исчезновение ниже соответствующего рубежа всех видов седиментных тектонических комплексов (элементы 1—9 на рис. 26); саамская «революция» на рубеже дейтерогена и протогена (3,3—3,6 млрд. лет) вызвала исчезновение в нижних слоях земной коры не только всех видов осадочных тектонических комплексов, но и комплексов ортогеосинклинального ряда (10—12 на рис. 26).

Сопоставим теперь рис. 18, 19, 26 и 29. В них (конечно, в самой общей форме) отражена эволюция физико-химического состояния различных тектонических зон земной коры, благоприятных в одних крайних случаях для образования базальтовых расплавов и базальтоидных комплексов (см. элементы ряда *g* на рис. 26), в других — гранитных расплавов и гранитоидных комплексов (элементы ряда *e* на том же рисунке), а в третьих — только для образования и незначительной, не доходящей до гранитного расплава, метаморфической переработки седиментных комплексов (элементы ряда *a* на рис. 26). Эта картина крайних физико-химических условий, удобных для образования в недрах Земли тектонических комплексов, различимых по «чистым линиям» их петрологического и формационного состава, осложняется еще периодически проявляющимися фазами складчатости и разломообразованием, с которыми связаны разного рода механические напряжения, магматические интрузии и проявления метаморфизма, приводящие в конечном итоге к появлению в земной коре тектонических зон более сложного физико-химического состояния и состава (см. элементы рядов *b*, *c*, *d*, *f* на рис. 29, а также рис. 32).

ДИЗЬЮНКТИВЫ И РАЗЛОМНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Дизьюнктивами называются резкие разрывы сплошности геологических тел или их внутренней структуры, происходящие либо по поверхностям, либо по плоским протяженным зонам, которые в первом приближении тоже могут рассматриваться как поверхности сместителя, как резкостные структурные границы любой природы. Это определение предусматривает включение в понятие *дизьюнктив* не только резких вертикальных и субвертикальных, но и резких горизонтальных ограничений вплоть до поверхностей так называемых глубинных срывов, которые находятся в основании литосферных плит, смещенных по горизонтали иногда на сотни километров.

Первые сведения о разломах появились в литературе в конце XIX — начале XX в. Основателем учения о крупных глубинных разломах земной коры — линеаментах — принято считать, как об этом пишет В. Е. Ханн [1973а], американского геолога У. Хоббса, в 1911 г. указавшего на то, что многие фундаментальные черты рельефа земной поверхности (очертания материков, направления горных цепей и т. д.) и структуры земной коры определяются существованием первичной сети разломов земной коры. Эти крупные, закономерно ориентированные по отношению к фигуре

Земли разломы были в 1904 г. названы У. Хоббсом линеаменатами. Однако на структурные элементы такого типа геологи обращали внимание еще в прошлом веке. Тогда эти объекты обозначались терминами *громадный сдвиг, спай, важная структурная линия, большая линия излома* и др. Термин *глубинный разлом* введен был А. В. Пейве только в 1945 г. [Структура..., 1979]. Лишь 30 с лишним лет спустя Р. Зондер, Г. Клосс, А. В. Пейве, А. Н. Заварицкий, Н. С. Шатский, Г. Штилле и многие другие вернулись к идеям У. Хоббса о линеаменатах. В нашей стране еще в 30-х годах в Центральном Казахстане, на Алтае и в Средней Азии геологи выделяли узкие и весьма протяженные системы дизъюнктивных дислокаций под названием *зон дробления и смятия*. Некоторые из этих зон уже в то время рассматривались как шарьяжи, по которым намечались места крупных тектонических покровов. В эти годы, по существу, наметилось «двойственное» понимание разломов. Они понимались, во-первых, как самостоятельные тектонические нарушения первого порядка — дизъюнктивные границы, предопределяющие основные черты тектонической структуры края; во-вторых, как крупные и очень важные осложнения складчатых систем, т. е. как дислокации: Успенская зона смятия, осложняющая южное крыло Успенского синклиория и др.

К глубинным разломам относилась, например, выделенная еще в 1933 г. В. А. Николаевым так называемая главная структурная линия Тянь-Шаня. В 1938 г. В. П. Нехорошев предложил называть *зонами смятия* относительно узкие (первые десятки километров), но протяженные (сотни километров) тектонические зоны, сложенные интенсивно дислоцированными, рассланцованными и динамометаморфизованными породами. К таким зонам он относил Иртышскую зону смятия на границе Алтая и Казахстана. Позже подобные глубинные разломы были выделены также Д. И. Яковлевым (1941 г.) и А. В. Пейве (1948 г.). Представления о разломных зонах земной коры с течением времени изменялись. На первом этапе их изучения в 1940—1950-х годах наиболее полно обособились *глубинные разломы* — одна из главнейших форм обособления разломных зон в земной коре. В качестве тектонотипов были названы: Зауральский, Терской-Каратауский и Талассо-Ферганский. Глубинные разломы понимались как глубинные тектонические линии дизъюнктивного характера, вытянутые на многие сотни километров и разделяющие дифференциально движущиеся сегменты коры, длительно развивающиеся с большой глубиной заложения и характеризующиеся определенной связью с геологическими формациями [Пейве, 1945].

Более детальное изучение этих объектов в последующие годы показало, что так называемые глубинные разломы могут быть представлены чрезвычайно разнообразными структурными формами: широкими и узкими, протяженными и короткими зонами рассланцевания, полосами усиленной трещиноватости, угловатыми контурами поверхностных структур, крупными «рубцовыми» и шовными складками, интенсивной складчатостью в узких полосах, большими и малыми поясами и цепочками основных и ультраосновных интрузий, лентовидными гранитными интрузиями, вулканическими поясами, зонами окварцевания и т. п.

В последние годы при изучении глубинных разломов главное внимание стали уделять их кинематическим свойствам, по которым глубинные разломы определяются как вертикальные, наклонные или горизонтальные глубинные поверхности тектонического перемещения горных масс. Но надо иметь в виду при этом, что с физической точки зрения в отличие от локальных дизъюнктивов глубинные разломы — это зоны квазипластического и пластического течения вещества соответственно на субповерхностных и глубинных уровнях [Шерман, 1977]. Глубинные разломы очень часто не представляют собой тектонических разрывов, осуществляемых по одной-единственной поверхности. Они выражены обычно целой системой нарушения сплошности горных пород и формаций: зоной параллельных или кулисообразно сменяющих друг друга разрывов и складок разного порядка, раздробленных и развальцованных пород и

формаций. Смещения по ним происходят в течение целых геологических периодов, и направления смещений при этом часто меняются. Такие зоны являются дизъюнктивами, или разломами, лишь в том смысле, что резко нарушают структуру земной коры в целом, обрывают сплошность крупных ее структурных элементов в относительно узкой полосе, которая при мелкомасштабном изображении принимается за поверхность и показывается в виде линии на обобщенных схемах и профилях. Таким образом, глубинные разломы при детальном их рассмотрении выступают в роли крупных геологических тел, сложенных горными породами и формациями, а на высших ранговых уровнях — уже в роли дизъюнктивных границ, т. е. представляют собой дизъюнктивы в широком понимании этого термина.

Ранговая соподчиненность дизъюнктивов

Очевидно, первым геологом, обратившим внимание на наличие в земной коре разломов разного ранга, был Р. Зондер, который в 1938 г. отметил, что одни разломы закономерно охватывают в виде систем всю земную кору (глубинные или геоструктурные разломы по нашей терминологии), а другие связаны с местными тектоническими процессами, нарушают слоистую структуру стратиграфических подразделений. Это так называемые структурные, локальные или формационные разрывы, которые специально рассматриваются в учебниках по структурной геологии.

Всем очевидна практическая важность определения порядка разломов по их рангам. Но делаются такие различия на основании разных критериев. Отсутствует пока и договоренность о том, какими терминами следует обозначать дизъюнктивы разного ранга (табл. 10). Одни разделяют их по протяженности. Однако значение разломов с одинаковым порядком длины далеко не всегда одинаково. Не может быть универсальным для определения рангов разломов и предложенный Дж. Моуди и М. Хиллом в 1956 г. «динамический принцип» разделения на порядки по общепланетарным системам их простираения. Неудовлетворительным оказывается и принцип разделения разломов с учетом их роли в разграничении крупных структур и глубины проникновения в земную кору, так как функция глубинных разломов по отношению к окружающим структурам может меняться не только в пространстве, но и во времени.

Давая обзор современным данным о глубинных разломах, А. И. Суворов [1968] отметил неясности и просто путаницу, существующую в понимании глубинных разломов в связи с тем, что к ним относятся нарушения длиной и в первые сотни, и в тысячи километров, а шириной от нескольких до многих десятков километров. Глубинными одинаково счи-

Таблица 10

Терминология разноранговых дизъюнктивов

В. А. Дедеев, А. К. Запольнов, 1972 г.	В. Ю. Забродин, В. А. Соловьев, 1977 г.	С. И. Шерман, 1978 г.	Принятая в данной работе
	Кливаж Трещины		I Минеральные
Структурные разломы	Разломы	Локальные разломы	II Формационные
Региональные разломы	Глубинные разломы	Региональные разломы	III Геоструктурные
Линеаменты	Линеаменты	Генеральные разломы	IV Глобальные

Примечание. Более раннюю терминологию дизъюнктивов см. в справочниках [Справочник..., 1970; Структура..., 1979].

таются разломы с глубиной как в первые десятки километров, так и в сотни, т. е. нарушения коры и глубоких недр мантии. По некоторым глубинным разломам перемещения крыльев вообще не обнаруживаются, а по другим амплитудам перемещений колеблется от сотен метров до 10—15 км по вертикали и от нескольких до первых сотен километров по горизонтали. Одни из них сопровождаются магматическими внедрениями, другие амагматичны. Иными словами, критерии отличия собственно глубинных разломов как от локальных разломов, так и от глобальных до самого последнего времени оставались неопределенными.

В современных работах ранговая соподчиненность дизъюнктивов устанавливается либо по их линейным размерам, либо по рангам нарушаемых разломами структур, либо по так называемой глубине проникновения разломов в земную кору. Из этих способов наиболее рациональным, очевидно, является попытка создать ранговую систематику дизъюнктивов по признаку их соотношения с разноранговыми структурными элементами Земли (см. табл. 10). Общий принцип такой классификации достаточно прост: ранг разлома определяется рангом тех структур, которые данным дизъюнктивом нарушены.

В. Ю. Забродин и В. А. Соловьев [1977] сделали такую попытку установления соответствия между рангами иерархии геологических тел и разломов в предположении, что каждому рангу тел соответствуют свои ранги нарушающих их дизъюнктивов. Но соответствуют ли каждому геологическому телу разного уровня иерархии разные по рангу дизъюнктивы? Опыт объемного расчленения земной коры на элементы разного ранга показывает, что один и тот же дизъюнктив очень часто нарушает одновременно несколько разноранговых структур, относящихся к одной ранговой группе.

Напомним, что каждая ранговая группа структурных элементов Земли представляется в разных пространствах. Структура каждой группы разноранговых объектов (минеральных, формационных, геоструктурных и глобальных) описывается с использованием собственных координатных систем, точек отсчета. Все это наводит на мысль, что каждый ранг разломов соответствует целой ранговой группе структурных элементов Земли, а не каждому разноранговому геологическому телу в отдельности.

Соответственно в ранговой систематике дизъюнктивов, построенной с учетом их структурного соотношения с группами элементов Земли разного ранга, обособляются четыре ранга разломов (см. табл. 10). Эти четыре вида разнопорядковых дизъюнктивов выделяются во многих работах, но разные авторы не всегда используют одинаковые термины для обозначения одних и тех же разломов.

Классификация разломных зон земной коры по их структуре и составу

В последние годы делались неоднократные попытки систематизировать глубинные разломы по их структурным характеристикам [Справочник... 1970; Структура..., 1979; и др.]. Многие из этих классификаций не являются в полной мере успешными по той причине, что они строились главным образом по неустойчивым и строго не определяемым основаниям (по тектоническому положению, ориентировке, по времени, характеру и направлению перемещений крыльев, по глубине заложения и т. п.). Все эти свойства, однако, часто изменяются как по простиранию конкретного разлома, так и в процессе эволюции отдельных его частей и всей зоны разлома в целом. Будучи «долгоживущими» образованиями, глубинные разломы соединяют в себе черты нарушений различного типа (взброса, сброса, сдвига, надвига, раздвиг). Поэтому известные в структурной геологии классификационные признаки локальных разрывов для систематики глубинных зон оказываются практически малоприменимыми.

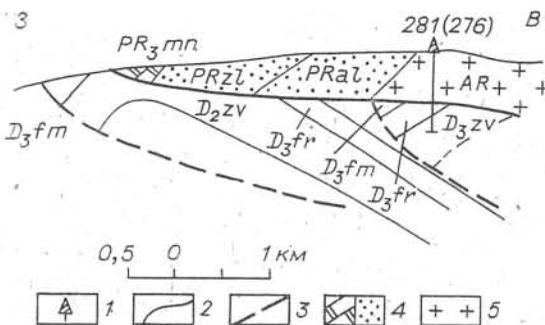


Рис. 30. Геологический разрез Тараташского массива [по Камалетдинову и др., 1983]. По своему формационному составу и форме он относится к покровным комплексам типа с (см. рис. 32 и табл. 11).

1 — скважина; 2 — стратиграфические границы; 3 — линии надвигов; 4 — осадочные и 5 — гранитоидные формации в покровном комплексе.

Детально изучая методами структурной геологии кинематику тектонических движений в зонах глубинных разломов, геологи невольно переключают свое внимание на анализ тех локальных нарушений, которые связаны с формационными залежами, входящими в состав данной зоны, упуская при этом из виду, что это уже объекты более мелкого ранга и свойства их не сводимы полностью к свойствам крупных разломных зон. Исследованиями А. И. Суворова [1968], в частности, показано, что глубинные разломы появляются обычно в тех зонах, где были сначала более мелкие нарушения в структуре земной коры в виде формационных разломов — сбросов, сдвигов и т. п. Глубинные разломы за историю своего развития проходят стадии сбросов, сдвигов и надвигов. На надвиговом этапе в структуре глубинного разлома создается много новых особенностей, которых мы не находим ни в сбросовых, ни в сдвиговых зонах. В процессе эволюции коры глубинные разломы различных кинематических типов (глубинные сбросы, глубинные сдвиги, глубинные надвиги и глубинные раздвиги) преобразуются весьма существенно: в сбросовых зонах неоднократно меняется знак вертикальных движений, левые сдвиги со временем превращаются в правые, а надвиги — в поддвиги, сбросы становятся сдвигами и надвигами и наоборот, в зонах надвигов и сдвигов возникают сбросы. Такие частые преобразования разломов от сбросового к сдвиговому, надвиговому и раздвиговому состоянию приводят к возникновению сложных структур, характеристика которых понятиями *сброс*, *надвиг*, *сдвиг* и *раздвиг* далеко не исчерпывается.

Морфологически различаются два класса разломных зон. Первый — *вертикальные или почти вертикальные глубинные швы*, глубинные разломы в традиционном смысле этого термина. Они имеют линейную форму в плане, характеризуются большой протяженностью (сотни, иногда тысячи километров), длительностью и многофазностью развития и соответственно сложной внутренней структурой, значительной глубиной проникновения в земную кору и относительно небольшой шириной, которая может по простиранию изменяться от нескольких метров до 10 км и более.

Ко второму классу разломных зон земной коры относятся *глубинные надвиги, или шарьяжи* (син.: покровы, глубинные или общекоровые взбросы, надвиговые зоны). Они в плане имеют дугообразную форму, обусловленную пересечением надвига с рельефом дневной поверхности. В надвиговых зонах наблюдаются многократные перекрытия одних сместителей другими, вследствие чего покровные комплексы имеют чешуйчато-линзовидную структуру, для которой характерны скученность и сближение фациальных зон разного происхождения (рис. 30, см. также рис. 10, 12).

Внутренняя структура зон глубинных разломов и надвиговых зон остается в большинстве случаев еще очень плохо изученной, что затрудняет их дальнейшую строгую классификацию по структурным признакам. По самым общим структурным характеристикам глубинные разломы могут быть разделены по крайней мере на две группы.

Глубинные разломы первой группы (глубинные взрезы, по В. В. Белосову [1976]) представлены сравнительно широкими зонами, сложенными изоклинальными складками и системами разделяющих их разрывов с

общим простиранием вдоль глубинного разлома. В качестве примера таких разломных зон можно назвать Тырнаузскую зону Кавказа и Иртышскую зону смятия Горного Алтая.

Тырнаузский глубинный разлом протягивается вдоль северного склона Большого Кавказа более чем на 300 км и имеет в плане ширину от 2 до 10 км. В зоне разлома выделяется несколько пластин, разделенных разрывами. Каждая пластина характеризуется различным строением разреза и различной их структурой. В опорном пересечении, проходящем через Передовой хребет, выделено пять таких пластин или подзон.

В этом пересечении разлом отделяет комплекс основания складчатой области Большого Кавказа (ядро мегантиклинория Большого Кавказа) от расположенного севернее плитного комплекса Скифской платформы. Интегральная амплитуда перемещений по разрывам Тырнаузского глубинного разлома могла достигнуть, судя по разнице мощностей геосинклинального и плитного комплексов, 10 км и более. Глубинный разлом в пересечении через Передовой хребет структурно выражен в домиоценовом этаже. С началом миоцена все тектонические комплексы Большого Кавказа здесь стали испытывать общее воздымание, приведшее к образованию мегантиклинория Большого Кавказа.

Внутреннее строение зоны глубинного разлома характеризуется различным типом строения разрезов отдельных пластин, или подзон, ограниченных поверхностями разрывов в виде зон смятия и дробления, разлинзования, развальцевания, будинажа и т. п. Каждая пластина представлена своей последовательностью формаций. Причем эта последовательность со всех сторон резко обрывается. Сопоставления этих разрезов показывают, что история каждой пластины, зафиксированная в структуре и составе ее формаций, оказывается в целом резко отличной от соседних. В поднятие или опускание они вовлекаются в разных сочетаниях. Наклоны отдельных разрезов зоны Тырнаузского глубинного разлома позволяют думать, что на глубине нескольких километров эти пластины выклиниваются.

Глубинные разломы типа Иртышской зоны смятия на Алтае сложены формациями, смятыми в сильно сжатые изоклинальные складки, пронизанными кливажем течения и заметно в целом метаморфизованными. Сильно деформированные палеозойские породы здесь неравномерно метаморфизованы по густой сети разрывов и трещин, деформированы также сопровождающие их интрузии гранитов.

Глубинные разломы, относящиеся ко второй группе, имеют принципиально иную структуру. Происхождение их обычно связывается либо со сдвиговыми горизонтальными смещениями (глубинные сдвиги — по А. И. Суворову [1968], В. В. Белоусову [1976]), либо с вертикальными перемещениями при почти полном отсутствии видимых следов горизонтальных подвижек (глубинные сбросы — по терминологии тех же авторов). Для глубинных зон этого типа характерно наличие протяженной сравнительно узкой полосы раздробленных пород, а также складок сжатия и зон растяжения, которые находятся по разные стороны от полосы раздробленных слоев горных пород и формаций. Тектонотипом разломов данного класса считаются разломы Сан-Андреас в Калифорнии, а также Талассо-Ферганский разлом в Средней Азии. Зона разлома Сан-Андреас прослеживается более чем на 800 км вдоль западного побережья Северной Америки в виде сравнительно узкой полосы раздробленных пород, ширина которой лишь местами превышает 1 км.

Талассо-Ферганский разлом также простирается на сотни километров в виде исключительно узкой зоны, проходящей сначала по границе герцинских и каледонских складчатых комплексов Северного Тянь-Шаня. Линейные размеры разломов очень мало зависят от внутреннего строения и вещественного состава зон разломов. Поэтому, вероятно, в современной литературе более широко используются классификации глубинных разломов по так называемой глубине их проникновения к земную кору, кото-

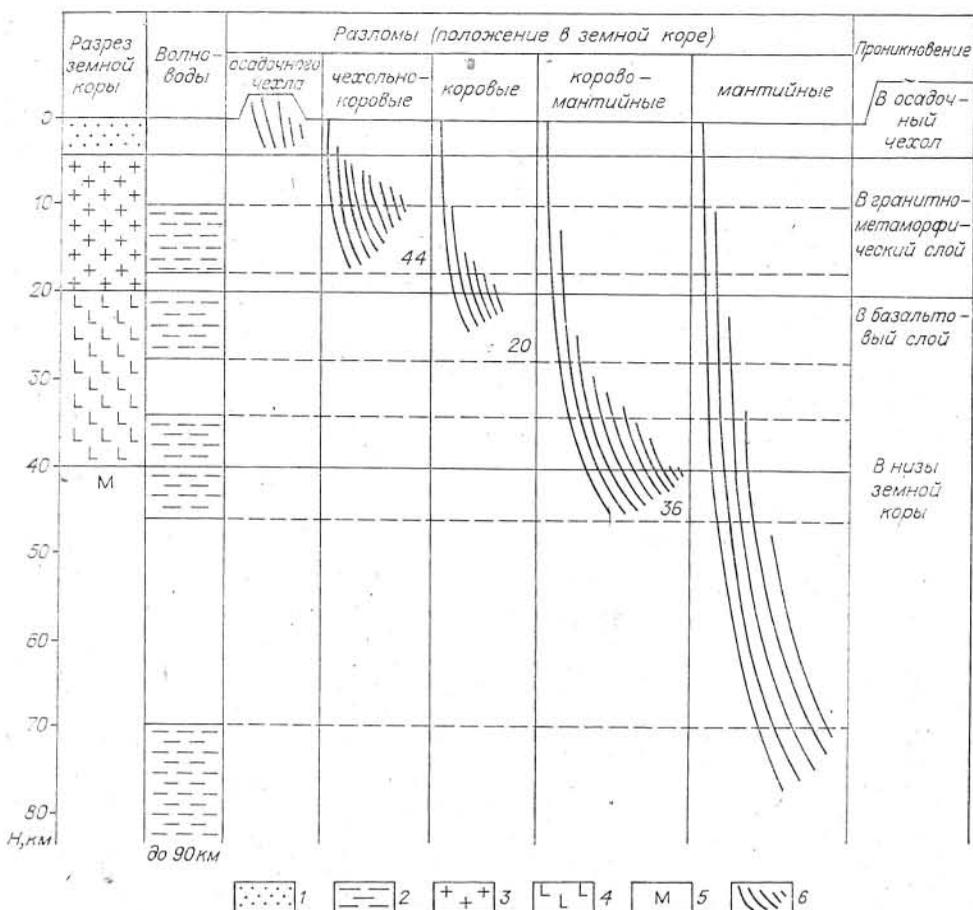


Рис. 31. Диаграмма положения разломов в земной коре и верхней мантии [Семов, 1977].

1 — осадочный слой; 2 — волноводы; 3 — гранитно-метаморфический слой; 4 — базальтовый слой; 5 — мантия; 6 — классы разломов (цифры — число разломов, %).

рая устанавливается фактически по характеру магматических проявлений, непосредственно наблюдаемых в зоне разлома.

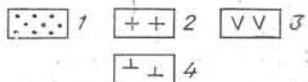
Чем же определяется эта степень проникновения разломов в земную кору? На этот вопрос можно ответить, обратившись к диаграмме положения разломов в земной коре и верхней мантии (рис. 31). На диаграмме ясно показано, что глубина проникновения разломов на самом деле определяется составом тех слоев земной коры, которые данными зонами разломов нарушены. Кроме того, глубинные разломы не только проникают в земную кору, но и поднимаются к ее поверхности. Практически они могут находиться в любом слое земной коры и мантии. Если к тому же учесть, что состав, последовательность и мощность отдельных слоев земной коры на континентах и в океанах могут быть различными, то нецелесообразность построения единой систематики разломов по абсолютной глубине их проникновения в земные недра станет вполне очевидной.

Глубинные разломы, представленные вертикальными швами, могут находиться в любом слое земной коры или пересекать одновременно несколько таких слоев и даже всю земную кору в целом, как это показано на рис. 31. Разломные комплексы в таких зонах соответственно могут быть сложены любыми геологическими формациями и всеми возможными их сочетаниями, входящими в состав тектонических комплексов земной коры (рис. 32, табл. 11). Хорошо известно также, что разломные комплексы в надвиговых зонах (в покровах, аллохтонных пластинах, шарьяжах

Рис. 32. Систематика зон глубинных разломов и покровных тектонических комплексов по их формационному составу.

1—4 — доминирующий формационный состав разломных комплексов земной коры: 1 — осадочные; 2 — гранитоидные; 3 — базальтоидные; 4 — ультраосновные комплексы. Состав сложных комплексов показан в виде диаграмм. К — континентальный ряд разломных комплексов земной коры; М — меланократовый (океанический) ряд разломных комплексов.

Формационный состав тектонических комплексов	Типы разломных комплексов	
	К	М
1	а	аh
2	б	bh
3	с	ch
4	д	dh
5	е	eh
6	ф	fh
7	г	gh
8		h



и т. п.) тоже могут быть сложены любыми сочетаниями осадочных, гранитоидных, базальтоидных и ультраосновных, или гипербазитовых, формаций. Они широко распространены в Альпах, Карпатах, Аппалачах, на Урале и Памире, во многих других складчатых областях. Аллохтонные пластины, сложенные в основном осадочными породами, здесь давно выделяются под названиями *седиментные покровы* или *покровы чехла*.

Все тектонические покровы, в которых наряду с осадочными формациями присутствуют еще гранито-гнейсовые и базальтоидные формации, чаще всего называют *коровыми покровами*, или *коровыми шарьяжными пластинами*. К ним относится большое число видов разломных комплексов, в которых могут присутствовать практически все известные в земной коре геологические формации, кроме ультрабазитовых (колонка К на рис. 32). В качестве примеров таких покровов называются Мраморомский в Карпатах и Тараташский (массивы) на Урале, Пелагонийский в Динаридах, Аланья в Тавре, покровы Высоких Гималаев и др. (см. табл. 11). Глубинные шарьяжи, в составе которых присутствуют ультрабазит-габбровые формации («океаническая кора»), называются иногда *мантийными покровами*. Такие *покровные комплексы меланократового ряда* (колонка М на рис. 32) распространены в Корякии, на Камчатке, в Японии, на Филиппинах, на Урале, в Аппалачах и в других складчатых областях. Разломные комплексы указанного сложного состава наблюдаются также в офиолитовых глубинных швах типа Джалаир-Найманской зоны глубинных разломов, в зоне Главного разлома Урала и в других зонах глубинных разломов вертикального типа.

Все это свидетельствует о том, что в основу общей систематики разломных комплексов могут быть положены те же критерии их вещественного состава, что использованы в рассмотренной выше систематике тектонических комплексов. В обоих случаях (ср. рис. 26 и 32) базисом систематики служит качественный формационный состав комплексов, но состав разломных комплексов оказывается более сложным за счет тектонического перемешивания (меланжа) ультрабазитовых формаций со всеми остальными классами геологических формаций.

СЛОИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Развитие представлений о слоях земной коры и краткая история ее расчленения по сейсмическим данным

О слоях земной коры писал в 1763 г. М. В. Ломоносов, выделяя самый верхний слой как покрывку всех прочих. Но более или менее обоснованно слои земной коры, или ее оболочки, стали выделяться несколько позже, когда Ч. Дарвиным в 1844 г. была высказана идея о том, что главными элементами земной коры являются ее слои, отличающиеся по хими-

Некоторые примеры разломных комплексов разного типа

Структурные формы разломных зон		Состав разломных комплексов
Вертикальные швы	Покровы	
Седиментные швы [по Суворову, 1968]	Седиментные покровы (аллохтоны) вахшского типа [по Суворову, 1963]	a
	В Чарской зоне Казахстана	b
Зоны смятия [по Нехорошеву, 1937]: Иртышская зона, зоны актаского типа [по Суворову, 1963], Северо-Байкальская	Надвиги успенского типа [по Пейве, 1956]: Тараташский на Урале (см. рис. 30)	c
Коровые меланжи	В Каледонском надвиге Скандинавии	d
Спалические структурные швы (по Б. Я. Хоровой, 1963 г.): Котуйканская и другие шовные зоны Анабара		e
Метаморфические швы северо-, южно-тянь-шанского типа [по Суворову, 1963]		f
	Останнинский ультраосновной покровный комплекс Урала [Кузовков и др., 1983]	h
Офиолитовые швы: Главный разлом Урала, Джалаир-Найманская зона [по Пейве, 1956]	Офиолитовые аллохтоны [по Руженцеву, 1976]: Лонг-Рэдж в Ньюфаундленде, Сеймал в Омане, Вуринос в Динаридах	dh
Фемические разломы (по Б. Я. Хоровой, 1963 г.). Океанические разломы (по А. И. Суворову, 1973 г.)	Внешняя зона Загроса	bh, fh

Примечание. Классификацию глубинных разломов и покровных тектонических комплексов см. на рис. 32.

ческому составу. В соответствии с этой идеей Э. Зюсс [Suess, 1909], А. Вегенер [1925] и другие геологи стали показывать на гипотетических разрезах земной коры два главных ее консолидированных слоя: верхний — сIAL (sial), а нижний — сИМА (sima).

Земная кора была впервые обособлена в качестве глобального элемента Земли на основе работ югославского сейсмолога А. Мохоровичича, который по четкому излому годографа первых волн от Аграмского землетрясения выделил границу на глубине 50 км со скоростью распространения волн 7,7 км/с, перекрытую слоем со средней скоростью 5,7 км/с [Мохоровичич, 1909; Павленкова, 1983]. В 1916 г., также по записям близких землетрясений, была выделена граница со скоростью волн около 8,0 км/с на глубине 60 км. Впоследствии ее стали называть границей Мохоровичича (поверхностью М), а расположенную выше этой границы верхнюю часть твердой Земли — земной корой. Благодаря довольно стабильно выдерживающейся граничной скорости (7,8—8,2 км/с) кора была выделена в разных районах Земли и на первых моделях представлялась однородным слоем со скоростью волн около 6,0 км/с (рис. 33). Позднее, в 1925 г., сейсмо-

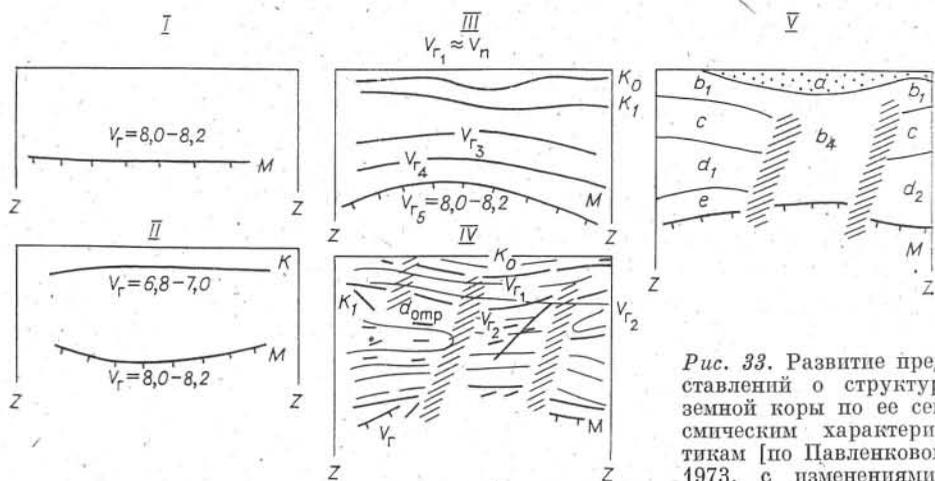


Рис. 33. Развитие представлений о структуре земной коры по ее сейсмическим характеристикам [по Цавленковой, 1973, с изменениями].

I—V — модели: I — однослойная А. Мохоровичича (1909 г.); II — двухслойная В. Конрада (1925 г.) и Г. Джеффриса (1926 г.); III — многослойная Г. А. Гамбурцева (1952 г.); IV — блоково-слоистая И. П. Косминской [1968] и др.; V — ступенчато-слоистая модель строения земной коры, принятая в данной работе. Z — вертикальные координаты; M — граница Мохоровичича; V_r — граничные скорости; V_n — пластовые скорости сейсмических волн; K — опорные сейсмические горизонты; a, b, c, d, e — обозначения сейсмических слоев.

логом В. Конрадом в Австрии, также по записям землетрясений внутри земной коры, была выявлена еще одна граница, которая получила название раздела Конрада (поверхность K на рис. 33, II).

Г. Джеффрис в 1926 г. на основе имевшихся тогда сейсмических данных предложил двухслойную модель строения консолидированной коры Западной Европы. Верхний слой этой части коры он назвал гранитным слоем, а нижний — базальтовым.

Названия слоев консолидированной коры носили чисто условный характер и указывали лишь на то, что в верхнем из них скорости волн близки к скорости в гранитах, а в нижнем — в базальтах. Двухслойная модель консолидированной части и обобщенная трехслойная модель всей земной коры оказались вскоре общепринятыми. Однако уже в 1960-х годах было установлено, что наиболее устойчивыми в смысле сейсмических характеристик являются верхняя граница кристаллической земной коры — поверхность консолидированного фундамента Ф и ее нижняя граница — поверхность M.

Существенно новые данные о сейсмических полях земной коры были получены с развитием сначала корреляционного метода преломленных волн от взрывов (КМПВ) [Гамбурцев и др., 1952], а затем — глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), которое у нас в стране начато на основе КМПВ в 1949 г. В 1939 г. под руководством Г. А. Гамбурцева были поставлены первые опыты по регистрации глубинных волн с использованием корреляционных принципов прослеживания, на основе которых в 1948 г. на Кавказе был получен первый длинный годограф глубинных волн от взрывов.

Первые же работы по методу ГСЗ показали значительную расслоенность земной коры (см. рис. 33, III). В скоростных колонках континентальной коры выделялось до пяти слоев. Появились многослойные модели земной коры, а сейсмические границы стали различать по четкости их проявления на площади (выделялись основные слои по опорным горизонтам широкого регионального распространения). Выяснилось, что все геофизические слои в земной коре залегают почти горизонтально, что не всегда соответствовало геологическим представлениям о сложном складчатом строении кристаллического фундамента и указывало на то, что методом ГСЗ в земной коре выделяются элементы принципиально иных (по сравнению с геологическими единицами, изучаемыми глубоким бурением и наблюдениями на поверхности твердой Земли) природы и ранга.

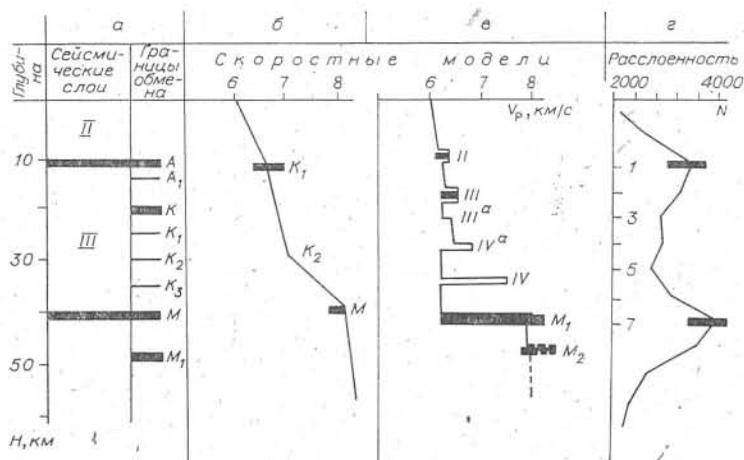


Рис. 34. Сейсмические слои, границы обмена, скоростные модели и общая расслоенность консолидированной коры (а — по Н. К. Булину [1983], б — по Н. И. Павленковой [1983], в — по И. В. Литвиненко и др. [1982], г — по А. А. Трипольскому [1981]).

В первые годы использовались данные общей сети сейсмических станций, регистрирующих землетрясения и расположенных на больших расстояниях друг от друга. При этом получали очень грубые, усредненные представления о расслоенности земной коры крупных регионов. Так, были установлены самые общие различия между разрезами земной коры на континентах и в океане, определены мощности земной коры в разных регионах.

Развитие техники и теории волн, регистрируемых при ГСЗ, привело к дальнейшему усовершенствованию обобщающих моделей земной коры в смысле их большего соответствия экспериментальным данным: наряду с региональной расслоенностью коры по опорным горизонтам стали показываться вертикальные границы. Простая многослойная модель трансформировалась в «блоково-слоистую» модель строения земной коры (см. рис. 33, IV).

В «блоково-слоистой» модели под «блоковостью» понимаются резкая изменчивость мощностей и скоростей отдельных слоев в плане, наличие четких вертикальных контактов. При этом построение структурных моделей свелось практически к изображению фиксируемых в объеме коры прерывистых границ двух типов (опорных сейсмических горизонтов и вертикальных дизъюнктивных зон, или сейсмических дизъюнктивов). Ввиду прерывистости этих границ понятие «слой» стало менее определенным и слой в подавляющем большинстве конкретных разрезов четко выделяются теперь только на скоростных колонках (рис. 34).

Возникшие на ранних этапах глубинных сейсмических исследований весьма упрощенные представления о якобы повсеместной расслоенности земной коры и о возможности выделения в ней непрерывно прослеживаемых поверхностей разделов, с помощью которых можно было бы расчленять земную кору на составляющие части (слой в строгом традиционном смысле этого слова), себя не оправдали. Метод объемного структурного анализа земной коры по данным глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) оказался в кризисной ситуации. С накоплением новых данных стало очевидно, что решение этой проблемы на основе идеи непрерывного прослеживания слоев земной коры («осадочного», «гранитного», «базальтового» и др.) практически неосуществимо, так как, согласно экспериментальным наблюдениям, опорные сейсмические горизонты носят прерывистый характер, а заключенные между ними слои лишь в частных случаях (на относительно небольших участках) соответствуют понятию *слой* (см. рис. 36, 37).

Геометрия геофизических слоев и их взаимоотношения оказались гораздо сложнее. Выяснилось, что эти слои не просто залегают друг на друге, прослеживаясь при этом на огромных территориях, как это принято было показывать на первых слоистых моделях земной коры, полученных в основном по разрозненным результатам глубинного сейсмического зондирования. Непрерывным профилированием во многих регионах теперь твердо установлено, что подошва любого геофизического слоя может на отдельных участках резко и неожиданно (ступенями, или квантами) менять уровень своего положения в структуре земной коры и скачком по дизъюнктивным сейсмическим границам переходить с одного реперного уровня на другой. Методом ГСЗ в земной коре обнаружено не менее семи-восьми таких реперных границ обмена, находящихся на различных глубинах (см. рис. 34).

Физическая природа сейсмических границ

Физическая природа опорных сейсмических горизонтов (преломляющих горизонтов, поверхностей разделов) окончательно еще не выяснена. Границы эти на профильных разрезах ГСЗ обычно представляют собой субгоризонтальные переходные области с различным распределением скоростей и с мощностями от долей километра до нескольких километров.

Волновые и скоростные характеристики конкретных разрезов свидетельствуют о зависимости пологих сейсмических границ не только от формационного, минерального и химического состава слоистых структурных элементов Земли, но и от многих других факторов, определяющих современное физическое состояние среды: компрессионного эффекта, обусловленного различной мощностью перекрывающих слоев, наличием внутри земной коры локальных зон разуплотнения, повышением в них содержания воды и т. д. В частности, на многих региональных примерах и в экспериментах доказано, что в сейсмических границах могут отражаться: 1) структурные этажи осадочных толщ и резкие изменения их литологического состава или степени метаморфизма; 2) поверхности фронтов регионального метаморфизма разных степеней; 3) фазовые переходы и даже незначительные изменения в химическом составе глубоких недр Земли.

Новые данные о природе глубинных и сейсмических разделов получены по разрезу Кольской сверхглубокой скважины. На протяжении всего разреза в скважине наблюдается прямая и в целом устойчивая связь между химическим составом и плотностью горных пород. Но связь этих параметров со скоростью распространения продольных упругих волн (V_p) сохраняется лишь в верхней части разреза, тогда как в нижней она полностью нарушается. Вариации значений скоростей сейсмических волн здесь уже определяются исключительно степенью пористости, в том числе трещиноватостью пород, наличием в них водных флюидов и условиями их метаморфизма [Козловский, 1984].

В районе заложения скв. СГ-3 глубина границы М составляет 40 км. Профильными глубинными сейсмическими исследованиями установлено, что эта наиболее отчетливая сейсмическая граница с $V_r = 7,8-8,2$ км/с связана с перепадом скорости $V_p = 0,3-0,4$ км/с. По расчетным гравиметрическим данным, она разграничивает земные оболочки с плотностью 2,9 и 3,4—3,2 г/см³ (геосферы А и В по К. Е. Буллену [1978]). На основании сейсморазведочных данных еще до бурения Кольской сверхглубокой скважины сложилось представление, что в разрезе земной коры под Печенгской впадиной практически не остается места для типично гранитного слоя. Это позволило В. В. Жданову [1966] предположить, что «гранитный» слой здесь опущен в зону физико-химической устойчивости «базальтового» слоя.

В Кольской сверхглубокой скважине четко прослеживается влияние вторичных процессов, приводящих к структурным изменениям в тектонических единицах разного ранга (в горных породах, формациях и тектони-

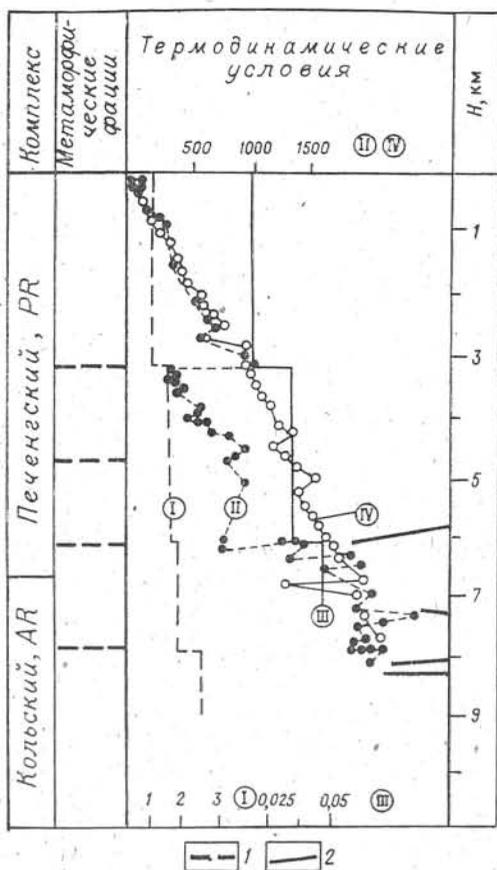


Рис. 35. Связь термодинамических условий среды с метаморфической зональностью и сейсмической расчлененностью толщ, вскрытых Кольской сверхглубокой скважиной [Кольская сверхглубокая, 1984, упрощенно].

1 — границы фаций и субфаций метаморфизма; 2 — сейсмические отражающие границы (см. также рис. 18, 19). Индексы кривых и соответствующие им шкалы измерений: I — температурный градиент, $^{\circ}\text{C}/100 \text{ м}$; II — вертикальная составляющая тензора напряжений (натуральные измерения), МПа; III — тепловой поток, Вт/м²; IV — вертикальная составляющая напряжений (аналитический расчет), МПа.

ческих комплексах), на упругие свойства этих объектов (рис. 35, см. также рис. 19). Представление о том, что скорости в земной коре с глубиной увеличиваются, детальными сейсмическими исследованиями в стволе скважины не подтвердилось. Градиентная модель оказалась более или менее приемлемой лишь для характеристики самых крупных слоистых единиц коры — ее геофизических слоев. При рассмотрении более детальной структуры земной коры (на уровне формационных комплексов или серий) здесь

выявляется «обращенный» сейсмологический разрез с зоной пониженных скоростей в интервале глубин 4500—6835 м (см. рис. 35 и 19). На детальных сейсмических разрезах отчетливо проявляется ритмичность в инверсии скоростей с глубиной, напоминающая ритмическую структуру метаморфизованных осадочных и магматических формаций. Диапазон изменения упругих свойств по разрезу скважины весьма велик, и они эффективно используются здесь для расчленения толщ, наподобие того как для этих же целей используются циклические свойства осадочных и магматических формаций.

По структуре графика скоростей волн V_p и V_s (по данным АК и ВСП) четко видна трехслойная расчлененность всего пройденного скважиной разреза. Первая граница раздела (глубина 4500 м) почти совпадает с границей между разновозрастными сериями протерозойского комплекса и с границей между зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациями метаморфизма (см. рис. 35 и 19). Вторая граница (глубина 6842 м) почти совпадает с границей протерозойского и архейского комплексов. Она по упругим свойствам фиксируется менее четко, чем по плотностям и ядерно-физическим, что, по-видимому, связано с общими для протерозойского и архейского комплексов процессами деформации и метаморфизма. Однако именно эту границу следует считать главной, так как она разделяет принципиально разные как по своим физическим свойствам, так и по внутренней «сейсмической» структуре части разреза сверхглубокой скважины: верхняя из них соответствует печенгскому комплексу (PR), а нижняя — кольскому (AR).

Печенгский комплекс в целом характеризуется повышенной дифференциацией скоростного разреза. В нем установлена четкая связь скорости с составом и текстурой пород. Высокие скорости характерны для мало измененных эффузивов и для сллов габбро-диабазов. Пониженные ско-

рости отмечаются в осадочных породах и в рассланцованных и милонитизированных толщах.

В кольском комплексе отмечается относительно меньшая по сравнению с печенгским дифференциация скоростного разреза, отражающая, по-видимому, более высокую по упругим свойствам гомогенизацию разреза, вызванную широким проявлением полиметаморфизма. Появление в разрезе гнейсов основных пород, с одной стороны, и мигматитов, с другой, оказывает противоположное влияние на скорость упругих волн: гнейсы основных пород повышают скорости, а мигматизация их снижает. Например, одно и то же значение скорости 6100 м/с характерно как для интервала 7160—7620 м, где среднее содержание амфиболитов — базитовая составляющая — невелико (18—20% по мощности) и мигматизация слабая (около 20%), так и для интервала 7620—8460 м, в котором наблюдается почти удвоенное содержание амфиболитов (34%), но сильно проявлена мигматизация [Кольская сверхглубокая, 1984].

Экспериментальные определения и аналитические расчеты физического состояния той части земной коры, которая вскрыта скв. СГ-3, приводят к выводу о неравномерности распределения с глубиной напряжения, температурного градиента, теплового потока, напряженного состояния и вторичных преобразований горных пород. Установлено, что границы резкого изменения напряженного состояния горных пород (кривые II и IV на рис. 35) соответствуют ступенчатым изменениям температурного градиента и теплового потока (кривые I и III на рис. 35). Все эти ступени резкого изменения в физическом состоянии недр совпадают также с фронтами метаморфизма и сейсмическими границами. Вертикальная составляющая напряжений распределяется по разрезу этой скважины нелинейно. Причина перераспределения напряжений видится в физико-химических процессах, происходящих в земной коре и в первую очередь в процессах метаморфизма горных пород, которые одновременно изменяют и характер их деформаций. Наиболее резкие изменения такого плана зафиксированы в области перехода от зеленосланцевой к эпидот-амфиболитовой фации, где массивные текстуры метабазитов сменяются сланцевыми. Интенсивная гранитизация пород, находящихся в фации биотит-мусковитовых сланцев, также приводит к изменениям их физических характеристик. Вероятно, поэтому к такого рода зонам приурочены сейсмические границы и границы резкого спада (или увеличения) напряжения. В таких случаях природа глубинных сейсмических границ обусловлена не первичной фациальной изменчивостью горных пород и формаций, а вторичными их физическими свойствами, зависящими от состояния среды: современной температуры недр, давления, распределения напряжений и др.

На данном этапе Кольская сверхглубокая скважина полностью вскрыла карельский тектонический комплекс — Печенгскую *протовадину* (см. элемент 11 на рис. 26). По своему формационному составу и геофизическим свойствам печенгский комплекс одновременно соответствует геофизическому слою *d* (см. рис. 38). Скважина прошла также слой *e*. Бурение сейчас продолжается на глубине более 12 км вероятно в слое *f*, базитовая составляющая которого скважиной еще не вскрыта.

Глубинное строение земной коры анализируется в основном по сейсмическим данным, которые получают методом ГСЗ. Разрешающие возможности этого метода таковы, что позволяют выделять слои мощностью не менее 8—10 км при регистрации преломленных волн и не менее 2—5 км по отраженным волнам при непрерывной профилировании [Косминская, 1968]. Поэтому почти все неоднородности земной коры, меньшие по своему рангу, чем тектонические комплексы, этим методом не выявляются.

Все структурные элементы Земли меньшего ранга, т. е. минеральные и формационные единицы, имеют мощности меньше пределов возможностей ГСЗ. Даже наиболее крупные из этих объектов выявляются лишь при сверхглубоком их залегании в земной коре. Причем для этого уже используются более детальные (сейсморазведочные) методы геофизики, в которых применяются более низкие частоты, нежели при ГСЗ.

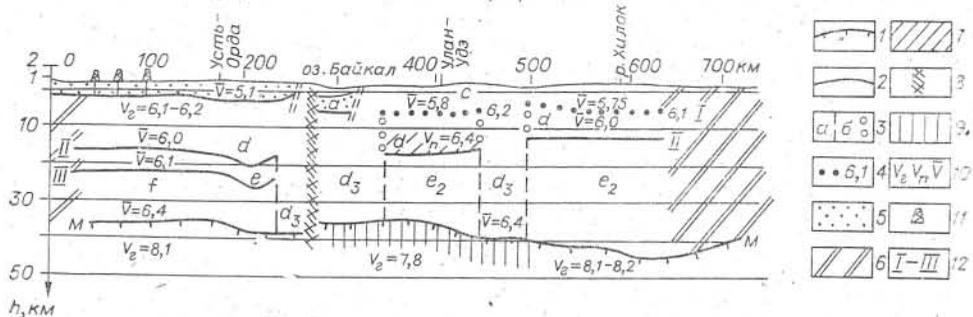


Рис. 36. Сейсмическая модель строения земной коры южной части Сибирской платформы и Байкальской рифтовой области (по сейсмическому профилю АБ из работы [Недра..., 1981]).

1 — поверхность Мохоровичича; 2 — опорные сейсмические горизонты; 3 — зоны резкого обрыва сейсмических горизонтов — сейсмические дизъюнктивы (α — опорных границ, β — изолиний скорости); 4 — изолинии скорости, км/с; 5 — осадочные комплексы; 6 — нерасчлененная область земной коры; 7 — волноводный слой; 8 — предполагаемые зоны глубинных разломов; 9 — зона с пониженной скоростью в верхах мантии; 10 — граничная (V_R), пластовая (V_{II}) и средняя (\bar{V}) скорости, км/с; 11 — скважины; 12 — реперные сейсмические горизонты. Слои земной коры обозначены индексами ступенчато-слоистой модели, представленной на рис. 38.

Изучение глубинного строения земной коры ведется целым комплексом методов, но во всех комбинациях этих методов ГСЗ занимает ведущее положение: он составляет в исследованиях структуры земной коры тот стержень, который необходим для выделения крупных неоднородностей в ее составе.

Земная кора — сложный объект, физические свойства которого являются, в частности, системой сейсмических параметров, представляемых в виде моделей разного типа. Основные классы моделей, используемых в настоящее время в ГСЗ, освещены в специальных работах [Сейсмические модели..., 1980; Николаев А. В., 1973; Берзон, Пасечник, 1976; Косминская и др., 1972; Павленкова, 1973; и др.].

Неоднородности, вычлняемые в земной коре по сейсмическим данным, вызваны пространственными изменениями формационного, петрографического и химического состава толщ, изменениями их температуры и давления. Они отражают изменения в фундаментальных физических свойствах изучаемой среды. Среди этих неоднородностей различаются: 1) детерминированные — наиболее крупные неоднородности, четко фиксируемые в профилях по наблюдениям сейсмических волн; 2) случайные — мелкие неоднородности, которые не могут быть локализованы. Упругую среду с мелкими неоднородностями [Николаев А. В., 1973] называют *сейсмически мутной*. Позже все мелкие флуктуации сейсмических характеристик среды стали называть мутностью, а под неоднородностью понимать лишь детерминированные элементы в структуре земной коры. Неоднородности, наблюдаемые в земной коре детальными методами «сейсмостратиграфии», более или менее однозначно коррелируются с формационной группой структурных элементов, тогда как методом ГСЗ обнаруживаются в основном значительно более крупные объекты, именуемые слоями земной коры (рис. 36, см. также рис. 19 и 35).

При более детальном анализе опорные сейсмические горизонты и слои, выделяемые на профилях ГСЗ в виде мощных и однородных геофизических слоев, разделенных поверхностями сейсмических разделов (см. рис. 19), представляются обычно как зоны и пачки со сложной тонкослоистой внутренней структурой. По данным ультразвукового каротажа модель строения осадочных и осадочно-вулканогенных комплексов, например, часто представляется в виде сложной пилообразной кривой с участками постепенного нарастания скорости с глубиной, зонами инверсии и переходными зонами. Толстослоистая субгоризонтальная расслоенность земной коры почти всегда осложнена такой второстепенной внутрислойной

мелкой неоднородностью. В пологозалегающих комплексах она отражает в основном близкую к горизонтальной расслоенность, а в сложнорасслоенных кристаллических и метаморфических комплексах выглядит как «зернистость» или «мутность» среды.

В настоящее время сейсмические модели среды характеризуются совокупностью физических параметров. Главные из них — скорости V_p и V_s , плотность пород ρ и коэффициенты поглощения d_p , d_s [Берзон, Пасечник, 1976]. Мелкие неоднородности и связанная с ними «мутность» среды описываются статистически, «в среднем» и используются для характеристики крупных слоев, отдельных их областей и целых блоков земной коры.

При интерпретации данных, полученных разными сейсмическими методами, разрабатываются существенно различные модели земной коры. Выбор таких моделей целиком определяется поставленной задачей.

Ступенчато-слоистая модель строения земной коры

Для общей характеристики структуры всей земной коры, для целей объемного ее расчленения на такие части, которые по своему рангу были бы крупнее тектонических комплексов (см. рис. 1 и ранговую шкалу структурных элементов Земли в табл. 3), первостепенный интерес представляют обобщенные *объемные модели строения земной коры*, получаемые в основном методом глубинного сейсмического зондирования недр.

Этот метод позволяет практически уже в настоящее время расчленять земную кору таким образом, чтобы видны были ее главные физические неоднородности (см. рис. 19, 35—37). Поэтому при объемном структурном анализе всей земной коры в целом за основу берутся именно те элементы, которые выявляются прежде всего данным методом. Все другие геофизические методы, в том числе и более детальные, характеризуют физическую сторону фундаментальных структурных единиц, получаемых на профилях ГСЗ, — геофизических слоев земной коры и глубинных сейсмических дизъюнктивов. По дополнительным характеристикам осуществляется дальнейшая классификация слоев и разломных зон, проводится более детальное их расчленение.

Первые обобщенные модели строения земной коры были предложены, как об этом уже говорилось, еще в самом начале применения сейсмических параметров для анализа внутреннего строения земной коры. Это были простые интерпретационные модели, применявшиеся в первой экспедиции ГСЗ Г. А. Гамбурцевым [1960] в Северном Тянь-Шане, и многие другие простые многослойные модели такого типа, показанные на рис. 33. По известным правилам и с определенной степенью детальности на них в качестве главных структурных единиц земной коры показывались слои, морфология которых представлялась предельно элементарной: одни слои залегают на других, некоторые из них по простиранию просто выклиниваются. Затем появились новые данные, и наши представления о морфологии слоев земной коры и о характере их взаимоотношений существенно изменились. Глубинное сейсмическое зондирование многих регионов земного шара показало, что земная кора не может быть представлена слоистой моделью с резкими непрерывными границами сейсмических разделов. Кора имеет более сложную внутреннюю структуру и характеризуется слоистостью, прерывистой в отдельных блоках, крайней изменчивостью мощностей и скоростей отдельных блоков [Косминская, 1968; Павленкова, 1973; Недра..., 1981; Сейсмические модели..., 1980].

Определяющая внутреннюю структуру земной коры морфология слоев не такая простая, чтобы ее можно было представить в простых скоростных моделях «колонкового» типа. И сейчас уже настала пора отражать в таких моделях не только субгоризонтальную расслоенность земной коры, но и наличие в разных ее слоях ступеней, или нерасслоенных блоков, включающих в себя иногда сразу несколько сейсмических уровней одно-

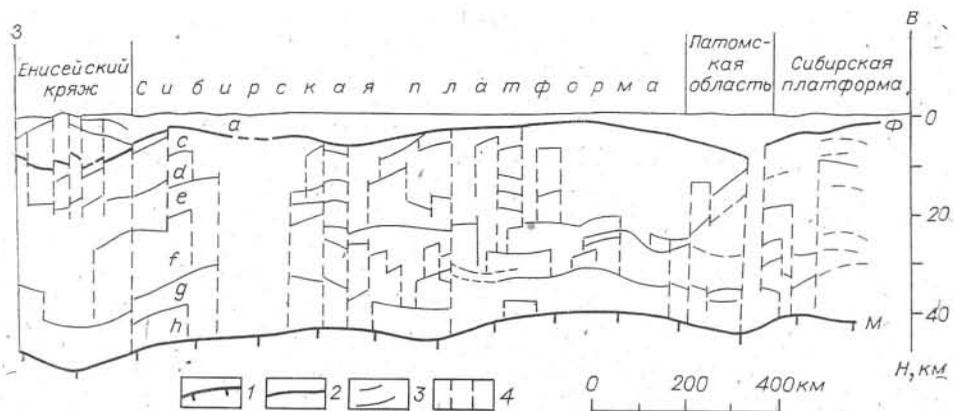


Рис. 37. Схема структурного расчленения земной коры юга Сибирской платформы по данным ГСЗ (по сейсмическому профилю Енисейский кряж — Патомская область). Составили Н. М. Чернышев и О. А. Вотях.

1 — поверхность Мохоровичича (М); 2 — поверхность кристаллического фундамента (Ф); 3 — опорные сейсмические горизонты; 4 — сейсмические дизъюнктивы.

временно (рис. 36, 37). На многих геотраверсах (так называются профильные разрезы всей земной коры в целом, на которых показываются ее геоструктурные элементы) отчетливо видна главная морфологическая особенность слоев земной коры: они по простиранию могут резко изменять свою мощность за счет ступенчатого погружения подошвы того или иного слоя на значительную глубину и перехода ее на более глубокий сейсмический уровень.

В областях земной коры, освещенных глубоким бурением и профилями ГСЗ, хорошо видно, что глубокие впадины осадочного слоя залегают иногда непосредственно на нижних слоях коры (Днепровско-Донецкая впадина, Прикаспийская синеклиза, Южно-Каспийская и Черноморская впадины и др.). Подошва некоторых слоев консолидированной коры, как это, например, видно на профилях через Байкальскую рифтовую область и через Сибирскую платформу, на отдельных участках тоже может опускаться по сейсмическим дизъюнктивам на более глубокие структурные уровни, вследствие чего слои земной коры в целом приобретают своеобразную ступенчато-слоистую форму, обусловленную резкими обрывами опорных сейсмических разделов.

Оставаясь на протяжении многих километров на одном устойчивом уровне, та или иная поверхность сейсмического раздела иногда вдруг резко обрывается. При этом в зоне ее разрыва значительно ниже по разрезу нередко появляется другой опорный горизонт. Разрывы сейсмических разделов происходят обычно в узких вертикальных зонах шириной в единицы, реже — в десятки километров. Такие зоны резкой потери опорных горизонтов в земной коре представляют собою, по сути дела, особого рода *разрывные границы*. Их природа определяется теми факторами физического состояния вещества в земной коре, которые существенно влияют на скорость прохождения в ней сейсмических волн. Это, прежде всего, плотность среды, ее состав, давление (или динамическая напряженность) и температура, тесно связанная с тепловым потоком Земли. Сравнительно узкие вертикальные зоны земной коры, в которых происходят упомянутые резкие обрывы опорных сейсмических горизонтов, сопровождаемые обычно ступенчатыми опусканиями подошвы геофизических слоев или такими же резкими подъемами их кровли, вполне могут рассматриваться как *сейсмические дизъюнктивы*.

На участках повышенного проникновения на глубину по таким сейсмическим дизъюнктивам подошва осадочного слоя (он обозначен на рис. 36—38 буквой *а*) может оказаться на уровне любого нижнего слоя земной коры, опускаясь определенными квантами по сейсмическим ступеням (I—VIII на рис. 38) вплоть до поверхности М. В земной коре фиксиру-

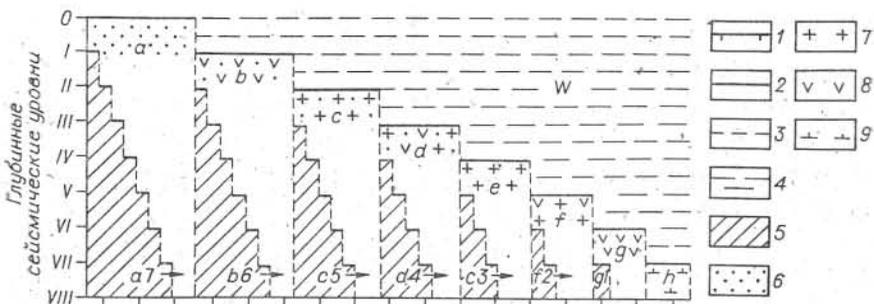


Рис. 38. Ступенчато-слоистая модель строения земной коры.

1 — граница Мохоровичича; 2, 3 — границы слоев земной коры: по опорным сейсмическим горизонтам (2), по сейсмическим дизъюнктивам (3); 4 — гидросфера (верхний слой); 5 — нерасчлененная кора; 6—9 — состав слоев: 6 — осадочные, 7 — гранитоидные, 8 — базальтоидные, 9 — ультраосновные. Наложением знаков 6—9 показаны слои более сложного формационного состава.

Индексами $a7$ — $g1$ указана последовательность в расположении слоев и их ступеней.

ется не более восьми устойчивых главных уровней расположения сейсмических границ (сейсмических опорных горизонтов, главных разделов). Они установлены детальными исследованиями ГСЗ по профилям, расположенным на очень небольших расстояниях, обеспечивающих безукоризненную корреляцию волн как в первых, так и в последующих вступлениях. На примере юга европейской части СССР, Западной Европы, Средней Азии и Казахстана, а также в Байкальской рифтовой области в Западной Сибири, на Сибирской платформе и во многих других областях [Солдуб и др., 1978; Недра..., 1981; и др.] экспериментально доказано, что количество главных сейсмических разделов в разных областях земной коры различно. Из-за прерывистости и выклинивания отдельных слоев ее объем на разных участках при одинаковой детальности исследования методом ГСЗ подразделяется на неодинаковое число слоев — от одного до восьми (см. рис. 34, 36—38). Последние данные взрывной сейсмологии и результаты обобщения первичных материалов старых лет показали, что в земной коре имеются хорошо прослеживаемые и четко выделяемые на изученной территории *опорные сейсмические горизонты*, приуроченные к определенным реперным уровням, в которых отражаются в основном скачкообразные изменения плотности среды, зависящие от ее химического, петрографического и формационного состава, а также от условий физического состояния корового вещества. Сейсмические уровни по сути своей являются теми рубежами, на которых обычно меняется физико-химическое состояние среды. На рис. 42 они обозначены индексом N_p , где N — число возможных ступеней в плотностных преобразованиях вещества, а p — его плотность на соответствующем участке слоя земной коры.

Глубина проникновения каждого конкретного слоя определяется нахождением его основания на том или ином реперном уровне земной коры. Разные слои земной коры характеризуются неодинаковым числом *глубинных уровней*. Соответственно возможное количество ступеней у каждого геофизического слоя будет различным. Наибольшим значением $N_p = 7$ характеризуется осадочный слой земной коры, обозначенный буквой a . Каждый следующий слой в разрезе земной коры (b, c, d, e, f, g) имеет меньшее число возможных ступенчатых переходов его подошвы на более глубокие уровни. Цифры эти показывают, сколько слоев может «включиться» на отдельных отрезках в состав данного слоя за счет изменения главных физических параметров, определяющих состояние земных недр. Используя такую ступенчато-слоистую модель, можно по данным ГСЗ расчленять земную кору на элементы, более крупные, чем тектонические комплексы. В качестве слоев (они показаны на рис. 36 и 37) при этом будут выделяться некоторые крупные объемные единицы земной коры, различающиеся по физическому состоянию недр. В ступенчато-слоистой модели *слоям земной коры* соответствуют любые ее части, заключенные между двумя со-

седними опорными поверхностями сейсмических разделов и «сейсмическими дизъюнктивами», которыми резко эти поверхности разрываются.

Формационный, петрографический и химический состав слоев земной коры в новой модели по-прежнему рассматривается как их важнейшая характеристика. В Кольской сверхглубокой скважине, в частности, тоже отмечены закономерные изменения с глубиной состава пород и их физических свойств. Здесь выявлен ступенчатый рост общей кислотности пород с глубиной, на протяжении всего разреза до глубины 12 км установлена прямая связь между химическим составом и плотностью. Но увеличение скоростей упругих волн в нижней зоне вскрытого скважиной разреза не совпадает при этом с резким изменением химического состава пород [Козловский, 1984]. И это обстоятельство, как и многие другие, не позволяет отождествлять геофизические слои земной коры с гранитным, базальтовым и тому подобными петрографическими слоями в чистом их виде. Соответственно в ступенчато-слоистой модели строения земной коры приходится, во-первых, допускать доказанную для многих конкретных случаев возможность совместного нахождения в одном геофизическом слое гранитоидных, базальтоидных, осадочных и даже ультраосновных формаций, во-вторых, считать, что прямая корреляция формационного состава слоев с последовательностью их залегания в земной коре-более или менее сохраняется лишь на первых ступенях каждого слоя, как это показано на рис. 38 условными знаками 6—9. Чтобы не путать в дальнейшем слои земной коры с реперными сейсмическими границами, которые обозначаются на разрезах индексами типа K_1 , K_2 и т. д., слои в ступенчато-слоистой модели именованы буквами латинского алфавита. Последовательность в залегании слоев и относительное положение каждого слоя в структуре земной коры определяется по уровню их кровли, поскольку нижняя поверхность раздела в разных ступенях одного и того же слоя может находиться на разных уровнях. Проблема региональной корреляции опорных сейсмических горизонтов и слоев земной коры еще далека от окончательного решения. Но региональные шкалы реперных сейсмических границ уже предложены для многих регионов [Соллогуб и др., 1978; Булин, 1983; и др.].

Ступенчато-слоистая модель строения земной коры в целом достаточно удовлетворительно отражает структурно-вещественные неоднородности, которые выделяются в земной коре методом ГСЗ, и согласуется со всеми другими методами ее структурного анализа. Поэтому использование геофизических моделей в общей схеме структурно-вещественного расчленения Земли на элементы разного ранга является, по-видимому, вполне правомерным. Правда, по мнению Ю. А. Косыгина, В. А. Соловьева [1969] и ряда других ученых, использование критериев, получаемых с помощью геофизических методов, в объемном структурном анализе Земли приводит к противоречиям. Они видятся в том, что подразделения тектонических структур высшего ранга (слои земной коры, геосферы и другие более крупные элементы) выделяются по геофизическим признакам, в то время как элементы более низкого ранга обособляются в значительной мере совсем другими методами — по визуально устанавливаемым структурно-вещественным характеристикам геологических формаций и т. п. Однако все известные геологические методы вряд ли следует слишком резко противопоставлять геофизическим критериям и методам выделения крупных объектов. Ведь, по сути дела, критерии обособления всех других разноранговых объектов тоже имеют различную физическую природу. Разнообразные физические методы и приборы только потому и находят широкое применение в естествознании (и не только в геологии), что позволяют или просто помогают ученым распознавать объекты и изучать их физические свойства с доступной соответствующим методам степенью детальности.

История обособления геоструктурных областей

Все крупные черты в структуре земной коры так или иначе связаны с рельефом земной поверхности. Не только геоструктурные области разного типа земной коры, но и ряды разнотипных тектонических комплексов находят отражение в геоморфологических элементах, именуемых *геоморфоструктурами* [Проблемы..., 1976; Худяков, 1977]. Еще в конце XIX в. многим геологам было ясно, что между рельефом и крупными структурными элементами земной коры существуют отчетливые и в большинстве случаев устойчивые связи, что структуру земной коры возможно «прочитать» по ее рельефу, что скорости структурных преобразований всего «лика Земли» принципиально соизмеримы со скоростью рельефообразования и обусловлены неотектоническими движениями, которыми в значительной степени контролируются границы очень многих, если только не всех геоструктурных областей земной коры. Очень давно ученые обнаружили, что почти все обширные равнинные области обладают горизонтальной структурой, т. е. они на поверхности сложены комплексами, имеющими «плитную» форму (см. рис. 7, 22, 24). В то же время горные страны характеризуются складчато-глыбовой структурой потому, что здесь выходят на дневную поверхность орогенные комплексы тектонических впадин и глыб, а также геосинклинальные складчатые зоны, геоморфологически очень часто выраженные горными цепями. Напомним, что именно по этим геоморфологическим критериям впервые были выделены на земной поверхности платформы и складчатые области. Также очень давно обособленные «промежуточные» типы геоструктурных областей (молодые платформы и рифтовые области) усложнили, но в принципе не нарушили первоначальную картину геоморфоструктурного расчленения земной коры. Таким образом, обособление различных видов геоструктурных областей началось с разделения поверхности земной коры по геологическим и геоморфологическим критериям на так называемые платформенные и складчатые области. Обратив внимание на то, что одни области коры смяты в складки, а другие остались недеформированными, Э. Зюсс [Suess, 1883—1909] обособил в ее структуре «жесткие» и «пластичные» области — подвижные складчатые области и платформы.

Структура складчатых областей впервые была противопоставлена структуре платформ и в работах французского геолога Э. Ога [Naug, 1900]. Э. Зюсс среди платформ обособил отдельно древние (настоящие) докембрийские платформы и платформы с палеозойским основанием. Позже Н. С. Шатский [1964, 1965] и его последователи привели убедительные данные в пользу самостоятельности этих двух типов платформенных структур, которые были соответственно названы древними и молодыми платформами.

Первая геоструктурная теория Дж. Дэна, по справедливому замечанию А. А. Богданова [1976], создала целую эпоху в развитии теоретической геологии. Однако эта теория была направлена главным образом в сторону истолкования смен палеогеографических обстановок прошлого, т. е. пыталась описывать структуру земной коры слишком детально — на уровне формаций и в рамках стратиграфии. По этой причине, вероятно, она не только не смогла приобрести значения общей теории строения и развития земной коры, но постепенно стала второстепенной теорией, рассматривающей круг частных явлений. Теория геосинклиналей была в самых своих основах пересмотрена в 30—40-х годах текущего столетия А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским, которых считают основоположниками учения о крупнейших структурных единицах земной коры: геосинклинальных областях, платформах и т. п. Предложенная ими систематика главных структурных элементов складчатых областей, по мнению А. А. Богданова [1976], не требует замены новыми понятиями, тем более что вся система понятий А. Д. Архангельского [1941] прочно опира-

ется на работы его предшественников — М. Бертрана [Bertrand, 1887], Э. Ога [Haug, 1900], Э. Зюсса [Suess, 1909] и Э. Аргана [1935]. Сказанное конечно, не означает, что она не подлежит дополнению, углублению и уточнению, которые посягаются по мере поступления новых данных о структуре складчатых областей и платформ. Особое значение в этом плане имела практическая реализация в общих тектонических картах и схемах объемного расчленения земной коры идей, высказанных М. Бертраном, Э. Зюссом и Э. Арганом и получивших позже название *принцип возраста главной складчатости*.

Обобщающие тектонические карты составлены практически для всех континентальных областей мира. Их обзор дан в специальной монографии Ю. А. Косыгина и В. А. Кулындышева [1981], в которой проведен анализ 104 уже опубликованных тектонических карт и схем с целью оценки принципов их составления. Первоначально в основу составления общих тектонических карт был положен так называемый принцип возраста главной складчатости.

Еще в начале XIX в. Э. де Бомон и Л. фон Бух пытались наметить в земной коре складчатые зоны разного возраста. Но только М. Бертран и Э. Зюсс в конце того же века по закономерностям в расположении соответствующих складчатых зон установили гуронскую, каледонскую, герцинскую и альпийскую эры складчатости.

Для районирования территории нашей страны такой принцип был применен практически одновременно М. М. Тетяевым [1933], Д. В. Наливкиным [1933], А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским [1933]. Все эти первые тектонические схемы СССР базировались на классификации складчатых зон М. Бертрана, но в каждой из них использовались в качестве критериев для районирования разные свойства тектонических зон. В схеме М. М. Тетяева ведущим был геометрический критерий — степень дислоцированности толщ, в схеме Д. В. Наливкина — история развития таких зон, а в схеме А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского — «возраст складчатости», т. е. последовательность в залегании тектонических комплексов разного типа, которую поначалу пытались строго привязывать к стратиграфическим рубежам. И этот последний принцип оказался наиболее жизненным. Он явился, по существу, основой не только для составления последующих тектонических карт СССР, но и для карт ряда зарубежных стран, а также международных.

По ходу составления обзорных тектонических карт обнаружилось, что проблема выделения общих для крупной области структурных этажей, отвечающих возрасту главной складчатости, практически непреодолима, «...потому что любые их границы, установленные по перерывам, несогласиям или смене формаций, обычно не прослеживаются в пределах целой складчатой системы, а если и прослеживаются, то никогда не бывают строго одновременными» [Яншин, 1966, с. 13—14]. Поэтому тектоническое районирование по так называемому возрасту главной складчатости, завершающей геосинклинальное развитие, с самого начала осуществлялось не только и не столько по стратиграфическим рубежам, сколько по наблюдаемой в земной коре последовательности в залегании заведомо асинхронных тектонических единиц нестратиграфической природы: разнотипных по своему составу и структуре тектонических комплексов — байкальских, каледонских, герцинских и т. п.

Идущее от работ М. Бертрана, Э. Ога и Э. Зюсса понятие о стратиграфическом возрасте главной складчатости фактически было частично изменено уже при составлении первых мелкомасштабных тектонических карт. Так, авторы объяснительной записки к Тектонической карте СССР считали, что «нельзя признавать... полную одновременность больших эпох складчатости» [Тектоническая карта..., 1957, с. 8]. На карте Евразии тоже пришлось показывать не хроностратиграфические этапы, отвечающие структурным этапам, а «скользящие во времени рубежи этапов развития земной коры» [Яншин, 1966, с. 13].

К аналогичному выводу (структурные этажи являются вещественно-стратиграфическими, а не хроностратиграфическими единицами) привели также составители тектонических карт Америки и Африки.

Разработанный главным образом на примере осадочных образований способ определения возраста крупных структурных элементов земной коры по перерывам и несогласиям для описания консолидированной ее части фундамента платформ, сложенного магматическими и метаморфическими формациями, оказался еще менее пригодным. Это легко объясняется тем, что в качестве главных событий, по которым выделяются формационные структурные этажи и крупные слоистые элементы, здесь выступают не перерывы в осадконакоплении, а магматические и метаморфические процессы. Последние, однако, на больших территориях могут быть асинхронными. Попытки определить возраст таких древних комплексов по реконструкции первично-осадочных формаций и первичных структурных этажей не являются правомерными, так как характеристика состава и строения земной коры в таком случае подменяется описанием разнообразных представлений о ее геологическом прошлом.

Итак, идея возрастной периодизации на базе единой стратиграфической шкалы при обращении к крупным структурным элементам земной коры на практике себя не оправдала столь великолепным образом, как при описании формационных единиц.

Опыт составления общих тектонических карт для крупных областей земной коры совершенно определенно говорит о том, что показываемые на таких обзорных картах *геоструктурные единицы* (тектонические комплексы, слои земной коры и геоструктурные области) наилучшим образом представляются (в отличие от формационных единиц) не в стратиграфическом, а в геоморфологическом пространстве. Их геометрия уже в значительной мере определяется рельефом земной поверхности, характером и степенью ее вторичной дислоцированности. Вторичную в таком смысле природу своих ограничений имеют не только молодые складчатые области, молодые платформы и кайнозойские рифтовые области земной коры, но и древние платформы — кратоны. Их ограничения, по мнению авторов объяснительной записки к Тектонической карте мира [Хаин, Левин, 1980, с. 9], явно вторичны, так как простираются несогласно по отношению к внутренней структуре фундамента и представлены либо надвигами со стороны обрамляющих их позднедокембрийских или фанерозойских складчатых сооружений, либо сбросами на границе с молодыми океанами.

Таким образом, *вторичные (новейшие) тектонические движения контролируют границы практически всех геоструктурных областей земной коры*. Структурная расчлененность коры на этом ранговом уровне определяется в конечном счете не столько историей осадконакопления, магматизма и метаморфизма (влияние этих факторов в основном сказывается на эволюции формационных и тектонических комплексов), сколько историей рельефа, наиболее поздними тектоническими движениями, современной геоморфологией и физическим состоянием недр.

Главные геоструктурные группы континентальных областей земной коры

Все известные главные структурные типы областей земной коры первоначально были выделены на поверхности континентов путем прямого указания на конкретные объекты. Они введены в науку, как и все другие объекты, остепенным путем. Альпы, Кавказ, Урал и Аппалачи, например, с самого начала их обособления рассматривались как складчатые (геосинклинальные) области, или пояса. Древними платформами всегда считались Русская (Европейская, или Восточно-Европейская) и Северо-Американская платформы, молодыми платформами — области, расположенные в пределах Западно-Сибирской и Туранской равнин, а также в области Предкавказья. Наконец, к рифтовым зонам всегда от-

Региональные примеры континентальных областей земной коры разного типа

Структурные группы областей		Пример
Подвижные области	Рифтовые зоны	Байкальская, Восточно-Африканская (рис. 36)
	Складчатые области	Тянь-Шань, Большой Кавказ, Урал, Анды (рис. 10, 25, 27)
Платформенные области	Молодые платформы (параплатформы)	Скифская, Туранская, Запдно-Сибирская (рис. 7, 14, 40, 41)
	Древние платформы (ортоплатформы)	Европейская и Сибирская платформы (рис. 22, 24, 37, 39)

носились Байкальская и Восточно-Африканская области развития кайнозойских рифтовых впадин на континентальной коре.

В теоретических работах по общей геотектонике главные типы геоструктурных областей земной коры (древние и молодые платформы, складчатые и рифтовые области) долгое время определялись либо через стратиграфические понятия, либо через представление о динамике формирования той или иной области, что отразилось и в названиях некоторых основных типов геоструктур (табл. 12).

Исторически получилось так, что геолого-геоморфологическими наблюдениями на поверхности континентов сначала были выделены контрастно различающиеся между собой области земной коры. Это были, во-первых, древние, или настоящие, платформы (кратоны, ортоплатформы) и, во-вторых, типичные эпигеосинклинальные складчатые области. Области, имеющие некоторые черты структурного сходства с древними платформами, поначалу объединялись с ними под общим названием *платформы* или *платформенные области*, которые в целом противопоставлялись на первых стадиях изучения всем «подвижным» (складчатым) областям в самом широком смысле этого слова, к которым относились и все рифтовые области.

В современной литературе мало уделяется внимания вопросу о разграничении таких понятий, как *древняя платформа*, с одной стороны, и *складчатая область* — с другой. По-видимому, этот вопрос считается решенным. Многие, однако, до сих пор не совсем ясно представляют, чем принципиально отличаются молодые платформы от древних и по каким структурным критериям рифтовые области земной коры могут быть отделены от складчатых (геосинклинальных и эпигеосинклинальных) областей, имеющих с ними много общих структурных черт.

Древние и молодые платформы. Важнейшим признаком, по которому с самого начала практически разделяли платформы на древние и молодые, были различия в составе и структуре их фундаментов. В частности, первостепенную роль древнему архейскому доколю, выступающему из-под осадочного чехла платформ, отводили Л. Кобер [Kober, 1921], Г. Штилле [1964], которые платформы с архейским фундаментом называли *кратонами* (от греч. — *сила, крепость*). Но в литературе для платформ такого типа шире распространился более ранний термин Э. Зюсса [Suess, 1909] — *древние платформы*.

Согласно всем определениям, приведенным в справочниках по тектонической терминологии [Справочник..., 1970; Структура..., 1979], *древние платформы* (син.: настоящие платформы, ортоплатформы, кратоны) представляют собой наиболее устойчивые и малоподвижные блоки земной коры континентов. В то же время они являются самыми древними частями материков и рассматриваются как ядра современных континен-

тов, их огромные обломки или глыбы, на которых сохранились от полного размыва осадочные плитные комплексы докембрия и палеозоя.

На Международной тектонической карте мира [Хайн, Левин, 1980] в структуре Земли выделены два основных ряда древних платформ — северный (лавразийский) и южный (гондванский). Северный ряд включает Северо-Американскую, Восточно-Европейскую и Сибирскую платформы; к нему тяготеет также Китайско-Корейская платформа. Южный ряд состоит из Южно-Американского, Африкано-Аравийского, Индостанского, Австралийского и Антарктического кратонов.

Тектонотипом древних платформ принято считать Европейскую, или Восточно-Европейскую, платформу (рис. 39).

На примере этой платформы отчетливо видны все основные структурные особенности геоструктурных областей такого типа. Земная кора в их пределах четко почти на всей территории разделяется на слои разного состава. Верхний — «осадочный» — слой ее называется платформенным чехлом, а все другие слои земной коры, вместе взятые, именуется кристаллическим фундаментом платформы, ее консолидированной частью. В осадочном чехле древней платформы, как это показано на рис. 21, 22, 24, 25, имеется несколько разновозрастных тектонических комплексов. Они представлены двумя их структурными разновидностями: плитными комплексами (каледонские, варисцийские и альпийские пли-



Рис. 39. Схема расположения профильных разрезов на Европейской и Скифской платформах (AA₁, BB₁ — см. рис. 24; BB₁, GG₁ — рис. 21; DD₁ — рис. 25; EE₁ — рис. 10).

1, 2 — границы Европейской (1) и Скифской (2) платформ; 3 — линии разрезов; 4 — границы Калиташинского прогиба.



Рис. 40. Схема расположения профильных разрезов на Западно-Сибирской платформе (AA₁ — см. рис. 7; BB₁ — рис. 41).

1 — границы платформ; 2 — линии разрезов.



Рис. 41. Профильный разрез Западно-Сибирской платформы по линии ББ₁ (см. рис. 40) [по Кирда, 1983, с изменениями].

1 — мезозойско-кайнозойский плитный комплекс; 2 — нижняя граница палеозойского плитного

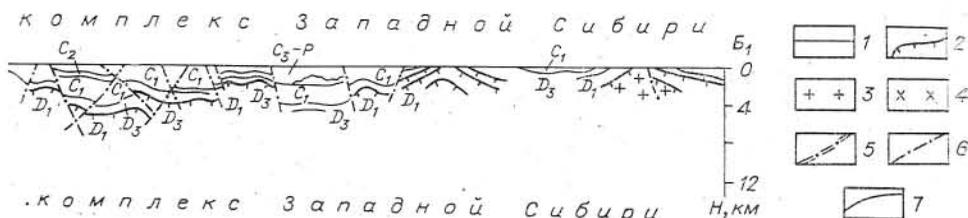
ты) и системами орогенных тектонических впадин (байкальскими комплексами, залегающими в основании чехла, и варисцийской, или герцинской, впадиной Днепровско-Донецкого прогиба).

Формирование этих разновозрастных орогенных и плитных комплексов осадочного чехла связывается с определенными стадиями тектонического развития платформы, среди которых соответственно различаются несколько орогенных и плитных стадий.

Основные структурные особенности молодых платформ достаточно ясно видны на примере Скифско-Туранской и Западно-Сибирской платформ, детально изученных в ряде опорных профильных пересечений (см. рис. 7, 14, 25, 40, 41). Формационный состав и структура доплитного фундамента молодых платформ резко отличаются от структуры кристаллического фундамента древних платформ. Под мезозойско-кайнозойским плитным комплексом, в основании ортоплатформенного осадочного чехла на молодых платформах залегают тектонические комплексы, которые образуют структуру, мало чем отличающуюся, как это казалось поначалу, от структуры обрамляющих платформу складчатых областей. Такое сходство доплитного фундамента со складчатыми областями позволяло даже считать, что фундамент каждой молодой платформы обязательно должен состоять только из геосинклинальных и орогенных тектонических комплексов (они перечислены в общей систематике тектонических комплексов на рис. 26). Но позже под осадочными плитами молодых платформ стали обнаруживать обширные участки более древних плитных комплексов, которые здесь в целом более интенсивно деформированы и несут в себе местами следы базальтоидной или гранитоидной тектонической активизации, т. е. являются палеоплитными комплексами (см. рис. 26, 41).

Структурные соотношения осадочного чехла и фундамента на древних и молодых платформах, равно как и сами эти понятия, принципиально различны. Плитные комплексы древних платформ вместе с комплексами тектонических впадин четко обособляются в качестве осадочного чехла платформы, который представляет собой одновременно осадочный слой земной коры. Фундамент и чехол здесь выделяются надежно при всех видах геологических и геофизических работ. Осадочный чехол в данном случае по своим физическим свойствам и формационному составу практически повсеместно резко отличается от кристаллического фундамента.

Границы между фундаментом и чехлом в целом, как и все границы между тектоническими комплексами, не имеют стратиграфической природы и совершенно не совпадают с какими бы то ни было стратиграфическими горизонтами. На Европейской платформе чехол формировался, например, в рифее, венде, палеозое, мезозое и кайнозое главным образом за счет миграции тектонических комплексов из одного района платформы в другой. Лишь благодаря тому, что эта миграция осуществлялась не равномерно, а определенными квантами, мы можем выделять в составе чехла тектонические комплексы, определять их стратиграфический объем и устанавливать последовательность в их расположении: байкальские,



комплекса (кровля каледонского фундамента); 3, 4 — формации: 3 — существенно гранитоидные, 4 — сленитоидные; 5 — глубинные корово-мантийные швы; 6 — формационные дизъюнктивы; 7 — границы формаций.

каледонские, герцинские (вариссийские), альпийские и т. п. (см. рис. 22—25).

Фундамент древних платформ сложен интенсивно смятыми и сильно метаморфизованными в целом формациями, среди которых значительную роль играют магматические и высокометаморфизованные осадочные формации преимущественно гранитоидного состава — гнейсы, кристаллические сланцы, граниты и др. В фундаменте молодых платформ такие формации распространены значительно реже (ср. рис. 24, 25 и рис. 7, 41). Соответственно фундамент древних в отличие от фундамента молодых платформ называют *кристаллическим*. Обширные площади выходов на поверхность кристаллического фундамента именуются *щитами* (термин Э. Зюсса). В морфологическом плане они противопоставляются всей площади распространения осадочного чехла, в пределах которой поверхность фундамента платформы опущена и перекрыта осадочным чехлом различной мощности. Такие отрицательные, опущенные в противоположность щитам, крупные морфологические единицы Э. Зюсс назвал *плитами*, полагая, что морфология поверхности кристаллического фундамента и структура осадочного чехла на платформах столь же просты, как и геологическое строение видимых на поверхности плитных комплексов. Однако глубокое бурение показало, что в чехле древних платформ имеются несколько разновозрастных плитных комплексов и системы тектонических впадин — авлакогенов (см. рис. 21, 22, 24, 25, 39), которыми весьма значительно усложняется структура осадочного чехла платформы. В чехле различаются также крупные и очень пологие формы, которыми обладают залегающие друг на друге осадочные плитные комплексы. Пологие их прогибы (с углами наклона крыльев обычно менее 1°) называются *синеклизами*, а такие же исключительно пологие изгибы плитных комплексов вверх — *антеклизами*.

На одних участках платформы изгибы ее разновозрастных плитных комплексов почти полностью совмещаются, из-за чего осадочный чехол в целом тоже имеет форму синеклизы (например, Московская, Виллюйская и другие синеклизы). В таких случаях можно говорить об *унаследованной* или *многоярусной синеклизе*, которая в процессе формирования чехла не претерпевает существенных преобразований. На других участках платформы синеклизы и антеклизы, как формы разновозрастных плитных комплексов, оказываются наложенными друг на друга, например Украинская синеклиза Европейской платформы.

Структура чехла платформы и геометрия всех его элементов обычно представляются в геоморфологическом пространстве. Если представить те же синеклизы в каком-либо другом пространстве, например в геоцентрическом (в сферических координатах Земли), то они потеряют эту геометрическую форму. На это обращал внимание еще Н. С. Шатский [1964, с. 290]: «Последняя вследствие огромных размеров синеклиз и сфероидальности Земли не будет иметь синклиальной формы... Только при весьма малых размерах синеклиз и очень большом прогибании геологической и геометрической формы совпадают». Здесь мы встречаем еще один пример того, что используемые в неотектонике разные пространства представления изучаемых структур имеют определенные пределы своей

применимости: объекты геоструктурной группы нерационально представлять ни в стратиграфическом, ни в геоцентрическом пространстве, так как важнейшие их структурные свойства наиболее четко проявляются в геоморфологическом.

Особое место в структуре платформ занимают тектонические впадины, обнаруженные в начале 1950-х годов под осадочными плитными комплексами чехла Европейской платформы.

Системы этих впадин, сохранившиеся как под плитными комплексами в чехле древних платформ, так и в основании молодых плит, прослеживаются на многие сотни километров. Они контролируют во многих зонах платформы максимальное осадконакопление и служат, по-видимому, теми швами, над которыми впоследствии из платформенных осадочных комплексов (плитных и орогенных) возникают линейные складчатые зоны, характеризующиеся повышенной общей мощностью осадочных толщ.

В чехлах древних и молодых платформ выделяются морфологические элементы разного порядка. Помимо синеклиз, антеклиз и тектонических впадин обособляются еще более мелкие структурные формы: поднятия и прогибы, флексуры и разрывы разного порядка величины. В ранжировке этих форм и дизъюнктивов, очевидно, необходимо учитывать ранговую соподчиненность конкретных структурно-вещественных единиц (формационных и тектонических комплексов, слоев земной коры), к которым выделяемые формы непосредственно относятся.

Древние и молодые платформы, как и все другие группы геоструктурных областей, могут иметь в своем составе разновозрастные и даже однотипные по вещественному составу и внутренней структуре тектонические комплексы. Для тех и других, как уже упоминалось, характерны плитные комплексы, занимающие огромные площади. Это оставляет впечатление о чрезвычайно большом структурном сходстве древних и молодых платформ, что отражено в общем для них названии *платформы*. Однако они не являются полностью изоморфными структурными единицами земной коры. Достаточно сравнить конкретные разрезы древней платформы (см. рис. 22, 24, 39) с опорными разрезами молодых платформ (см. рис. 7, 14, 25, 40, 41), чтобы убедиться в том, что полного структурного изоморфизма между ними нет.

Эти геоструктурные области земной коры можно было считать в структурном отношении полностью изоморфными, если бы каждая из них состояла из одинаковых структурно-вещественных элементов, находящихся в однотипных между собой структурных связях. Между тем структурные элементы (фундаменты и чехлы, а также тектонические комплексы) на древних и молодых платформах не только состоят из разных видов таких объектов, но и образуют принципиально различные структурные соединения.

Весьма существенно различаются сами понятия *фундамент древней* и *фундамент молодой платформы (плиты)*: под фундаментом плиты, в отличие от фундамента древней платформы, понимаются исключительно разнообразные по своему составу, происхождению и возрасту тектонические комплексы, залегающие ниже осадочного ортоплатформенного чехла, самого молодого седиментного плитного комплекса платформы (см. рис. 7, 14, 41).

Чехол Западно-Сибирской плиты, например, — это ее мезозойско-кайнозойский плитный комплекс. К фундаменту, или к основанию плиты, относятся все комплексы, подстилающие этот плитный комплекс, а среди них присутствуют и тектонические комплексы, сложенные осадочными слабометаморфизованными формациями, которые на древних платформах были бы включены в чехол.

Взаимоотношения между осадочным чехлом и фундаментом на молодых платформах оказываются более сложными, чем на древних. Все исследователи отмечают закономерное увеличение гетерогенности фундамента и сложности структуры чехла по мере перехода от древних плат-

форм к более молодым. Определенная унаследованность тектонических форм осадочного чехла от структуры фундамента на молодых платформах прослежена вплоть до локальных поднятий, от основания до верхних горизонтов чехла, по направлению к которым она закономерно ослабевает [Яншин, 1965а, б; Тектоника Евразии, 1966]. Степень унаследованности структур фундамента структурами чехла у древних платформ в целом небольшая и она не идет ни в какое сравнение с унаследованностью, наблюдаемой по молодым платформам [Шатский, 1964]. В осадочном чехле молодых платформ отмечаются складки, в ослабленном виде повторяющие складчатость основания. В то же время в чехлах молодых платформ не отмечаются характерные для древних платформ мозаичные чередования крупных антеклиз и сводов, синеклиз и впадин. Здесь чаще наблюдается последовательная смена в пространстве положительных и отрицательных линейных конседиментационных структур, свидетельствующая о том, что общая интенсивность тектонических движений и их дифференцированность на молодых платформах выше, чем на древних.

Более интенсивная в целом латеральная дифференцированность всей земной коры на участках, занятых молодыми платформами, нашла отражение в известной незавершенности консолидации молодых платформ, меньшей степени гомогенизации их фундамента и в более тесной структурной связи фундамента и чехла. Структурная история таких сравнительно недавно успокоившихся областей земной коры глубоко и принципиально, как подчеркивает Ю. А. Косыгин [1983], отлична от структурной истории древних платформ. Они играют совершенно разную роль в строении материков. Древние платформы образуют в составе континентов угловатые участки — четко обособленные блоки земной коры, составляющие ядра всех материков. Молодые платформы разделяют и обрамляют эти древние ядра континентов.

Существенны также некоторые различия в геофизических характеристиках областей земной коры молодых и древних платформ. Слои консолидированной коры, представленные в основном докембрийским кристаллическим фундаментом, на древних платформах в современном их состоянии находятся на более высоком уровне. Древние платформы, если рассматривать поверхность их кристаллического фундамента, выглядят в разрезах земной коры как относительно приподнятые резко очерченные блоки.

Складчатые и рифтовые области земной коры. Главной структурной особенностью складчатых областей является их латеральная зональность, четко выраженная в верхних горизонтах земной коры. Зональный характер строения горных стран, или орогенов, был установлен еще в XVIII в. П. С. Палласом на примере Уральской складчатой области, в которой была отмечена последовательная смена тектонических зон. Много позже Л. Кобером [Kober, 1921, 1924], Г. Штилле [1964], Н. П. Херасковым [1967] и многими другими геологами на примере складчатых областей Европы и Азии было обнаружено также, что тектонические зоны складчатых областей (их главные геосинклинальные комплексы) имеют, как правило, наложенный характер и залегают на «регенерированном» основании (фундаменте), выступающем в пределах складчатых областей в виде центральных массивов, кристаллических глыб и размытых ядер мегантиклинорий. В связи с этим в качестве основных структурных единиц в складчатых областях стали обособляться тектонические комплексы, имеющие определенный возраст, состав и форму обособления в геоморфологическом пространстве земной коры: байкальские, каледонские, варисийские и альпийские геосинклинальные и орогенные комплексы, глыбы архея и протерозоя и т. д. (см. рис. 25, 26): Зональность в складчатых областях, как правило, не имеет унаследованного характера от всех предшествующих стадий их развития, вследствие чего внутренняя структура складчатых областей определяется пространственным расположением в их пределах указанных тектонических комплексов разного возраста, состава и формы, а также расположением глубинных разломов и покров-

ных комплексов, которые тоже характеризуются разным составом и возрастом (см. рис. 30). В складчатых областях линейного типа (Аппалачи, Урал, Кавказ и Анды) такая смена разновозрастных тектонических комплексов отчетливо видна в поперечном разрезе. На примере Казахстана и Алтае-Саянской области можно наглядно представить другой, так называемый концентрический, или мозаичный, тип строения складчатой области. В мозаичных областях тоже отчетливо выражена миграция возраста тектонических комплексов, но наблюдается она в различных направлениях: от центра к периферии складчатой области или наоборот.

Характер зонального строения складчатых областей служит одним из главных признаков их типизации. По особенностям этого наиболее общего их свойства предложены различные схемы внутренней структуры складчатых областей и выделены разнообразные типы структурных зон [Kober, 1924; Kraus, 1960; Чиков, 1978; и др.].

Относительно высокая латеральная дифференцированность земной коры в складчатых областях прослеживается как в геологической истории (но отнюдь не по всем формационным комплексам разного возраста, а только по некоторым из них), так и в современных движениях. Изучение новейших и современных движений приводит к выводу, что складчатые области отличаются от платформ не только и даже не столько скоростью движений, сколько их дифференцированностью, проявляющейся в меньшей длине волн поднятий и опусканий.

Приходится иногда встречаться с высказываниями, что складчатость общего смятия (полная или голоморфная) будто бы в целом характерна для складчатых областей. Но это не совсем так. Полная складчатость концентрируется лишь в некоторых относительно узких зонах, расположенных внутри геосинклинальной складчатой области. Последние в складчатой области часто находятся между тектоническими комплексами срединных массивов и комплексами орогенных впадин (межгорных прогибов и впадин), в которых преобладают другие типы складчатости: глыбовая, нагнетания, глубинная. Специальные исследования морфологических типов складчатости на Кавказе, например, показали, что распределение типов складок и складчатости более или менее контролируется распределением в пространстве тектонических комплексов разной геометрической формы (глыбы, впадины, глубинные разломы, покровные комплексы и геосинклинальные комплексы), а также зависит в значительной мере от их формационного состава.

Принципиально новую структурную характеристику имеют *рифтовые области* земной коры. В качестве самостоятельного типа они стали выделяться сравнительно недавно (см. рис. 36, табл. 14).

Обособление рифтовых областей на континентах и в океанах началось также с эмпирического опознания их как особых геоморфологических объектов. Выразительность этих структурных элементов земной коры в рельефе привлекла внимание уже первых исследователей. Причем в первых общих характеристиках областей данного типа, как и в случае со складчатыми областями, древними и молодыми платформами, доминировали геоморфологические критерии. Геологические и особенно геофизические данные из-за их ограниченности тогда играли второстепенную роль. Так, намечена впервые Э. Зюссом [Suess, 1881, 1909] область великих разломов и долин-грабенов Восточной Африки. Е. В. Павловский [1948], выдвинувший на примере Байкальской и Восточно-Африканской рифтовых областей идею об аркогенезе как особой форме тектонической активизации, тоже в качестве главной черты их назвал прямое геоморфологическое выражение, конкретную геоморфологическую ситуацию, порождающую процессы рифтогенеза. Именно морфология Рейнской рифтовой зоны побудила и Х. Клооса [Cloos, 1939] взяться за разработку проблемы рифтогенеза: поднятие — растяжение. — вулканизм.

Конкретные рифтовые области с самого начала их обособления и особенно в 1930-х годах резко противопоставлялись эпигеосинклинальным складчатым областям и платформам, но нередко вплоть до 1960-х

годов рассматривались вместе с эпплатформенными складчатыми областями, т. е. относились к одному широкому классу так называемых областей эпплатформенного орогенеза, подобно тому как молодые и древние платформы рассматривались сначала под одним общим названием *платформы*. Самостоятельное учение о рифтогенезе стало разрабатываться лишь после открытия мировой рифтовой системы, а интерес к возможным древним аналогам современных рифтовых зон (палеорифтовым областям, или зонам) пробудился лишь в последнее десятилетие [Милановский, 1983, 1984]. В настоящее время как в платформенных, так и в складчатых областях обнаружены участки областей, где сохранились ясные следы былого горизонтального расширения земной коры в виде палеорифтовых или проторифтовых впадин (см. рис. 13, 24).

Первоначально рифтовые области были обособлены от эпплатформенных складчатых областей по критерию наличия в них рифтовых впадин — прогибов, которые своим происхождением обязаны расколам и растяжениям отдельных участков земной коры. В результате *рифтами* (рифтовыми зонами, рифтовыми сводами, поясами и областями) стали называться любые районы, в которых имеются элементарные «структуры растяжения», т. е. орогенные впадины с особым типом боковых ограничений. Лишь позже было замечено, что области такого типа характеризуются специфическими чертами внутреннего строения всей земной коры в целом, а не только наличием на ее поверхности рифтоподобных тектонических впадин — важных признаков общего «растяжения». Эти структурные особенности нашли четкое отражение в сейсмических разрезах земной коры, проходящих через рифтовые области и впадины. Наиболее известным тектонотипом таких областей в нашей стране является Байкальская рифтовая область, разрез которой показан на рис. 36.

Байкальская рифтовая область по своим размерам вполне сравнима с другими типами геоструктурных областей континентальной земной коры — складчатыми областями, древними и молодыми платформами. Она простирается примерно на 2600 км (от впадины оз. Косогола на юго-западе до Чарской впадины, расположенной на северо-востоке этой области) и имеет максимальную ширину в несколько сотен километров. Северо-западные границы области более или менее отчетливы. Они здесь резки и контрастны благодаря соседству области земной коры принципиально иного типа строения и возраста — древней Сибирской платформы. Менее резко выражены и менее однозначно проводятся западные, южные и восточные границы этой рифтовой области [Геология и сейсмичность..., 1984; Недра..., 1981].

Считается, что Байкальская рифтовая область образовалась преимущественно на сводовом поднятии поверхности докембрийского фундамента рифтовых орогенных впадин. Впадины данной области заложились в кайнозой. Развитие их происходило в позднем плиоцене, плейстоцене и голоцене (см. рис. 28, 36). Вся Байкальская рифтовая область разрезана сложной сеткой продольных и поперечных сбросов, максимальная амплитуда которых оценивается в несколько километров. Вулканизм проявлен относительно слабо. Здесь известны лишь малые по объему излияния базальтов.

По представлениям В. В. Белоусова [1976], подготовительной стадией развития во всех известных случаях было образование в этих областях обширных сводовых поднятий с поперечником во много сотен и даже в несколько тысяч километров и амплитудой поднятия в несколько километров. В центральных частях таких огромных сводовых поднятий (в которые вовлечены наверняка не только земная кора, но и верхняя мантия) и образуются расколы растяжения и сложные грабены, т. е. собственно рифты. Предполагается, что земная кора в рифтовых областях находится под влиянием каких-то особых сил растяжения, которые обеспечивают их расширение до 10%, а также разуплотняют вещество в нижних слоях земной коры. Отмеченная связь рифтовых областей с такой необычной динамической обстановкой заставляет выделять их в особый тип строе-

ния земной коры, отличный от всех складчатых областей, включая эпиплатформенные области, в развитии которых на современном этапе нет признаков такого растяжения. Земная кора в рифтовых областях в результате ее развития в особом режиме оказалась в латеральном направлении расчлененной на зоны разломов, орогенные впадины и глыбы, что в целом не характерно ни для древних и молодых платформ, ни для складчатых областей.

Отдельные впадины сами по себе не могут, очевидно, служить критерием для обособления рифтовых областей как особых геоструктурных зон земной коры, поскольку они представляют собой элементы земной коры, связанные не просто с ее оседанием под влиянием силы тяжести (как писал о рифтах Дж. Грегори в 1896 г.), а с крупными горизонтальными растяжениями сиалического слоя, которые сопровождаются образованием разломов, уходящих в мантию Земли, а также проявлениями основного магматизма. По указанной характеристике области развития грабенов Осло, Челябинского, Днепровско-Донецкой впадины и т. п. не могут быть отнесены к рифтовым, так как по строению земной коры области развития этих впадин резко отличаются от классических рифтовых областей. В этом можно убедиться, сравнив, например, опорные профилейные разрезы, проходящие через области развития Днепровско-Донецкой впадины и Байкальскую область [Строение, 1978; Недра..., 1981; Геология и сейсмичность..., 1984; и др.].

Рифтовые впадины, находящиеся на платформенных областях под более молодыми плитными комплексами, свидетельствуют лишь о том, что отдельные участки древних и молодых платформ на некоторых этапах своей геологической истории проходили рифтовую стадию развития, что на территории современных платформенных областей находились некогда рифтовые области.

Е. Е. Милановский [1983], по-видимому, справедливо считает, что геосинклинальный процесс не является единственным ведущим процессом, необратимо и глубоко преобразующим структуру земной коры, как это казалось еще недавно, но дополняется и сложно сочетается в ходе развития Земли с существенно отличным от него рифтообразовательным процессом.

Рифтовые зоны — это троговидные в плане тектонические зоны протяженностью во многие сотни и даже тысячи километров, в которых происходит (или преобладает) горизонтальное расширение земной коры в направлении, приблизительно поперечно их простираанию. Оно сопровождается, как предполагают Е. Е. Милановский [1983, 1984], С. В. Лысак, Ю. А. Зорин [1976] и многие другие ученые, подъемом нагретого глубинного мантийного материала.

Процесс рифтогенеза проявляется в утонении земной коры, в возникновении и дальнейшем расширении и углублении рифтов — рассекающих всю кору или ее верхнюю часть глубоких линейных грабенов, ограниченных взаимопараллельными нормальными сбросами.

Итак, выделенные эмпирическим путем еще на ранних стадиях изучения геоморфологии и геологического строения земной поверхности главные *типы геоструктурных областей* (древние и молодые платформы, складчатые и рифтовые области) представляют собой крупные блоки земной коры, различающиеся по степени и характеру ее структурной дифференцированности, особенно отчетливо проявленной в верхних слоях коры.

Древние платформы (ортоплатформы, или кратоны) обособляются при этом как области земной коры, в которых максимально контрастно проявляется ее вертикальная структурно-вещественная расслоенность и минимально — латеральная тектоническая зональность.

Молодые платформы (параплатформы, квазикратоны) на земной поверхности выступают как промежуточные между складчатыми областями и древними платформами области земной коры, в которых проявляются два типа ее структурной дифференциации — вертикальная рассло-

енность и латеральная зональность. В разрезе земной коры они проявляются по-разному. Латеральная тектоническая зональность в таких областях прогрессивно увеличивается от чехла к фундаменту, который на некоторых участках поэтому практически не отличается от складчатых областей. Общая вертикальная расслоенность земной коры в молодых платформах, наоборот, возрастает в направлении к верхним комплексам осадочного чехла, которые по названным структурным критериям практически не отличаются от чехла древних платформ.

Складчатые области любого возраста (байкальские, каледонские, варисцидские и альпийские) по типу структурной расчлененности земной коры весьма контрастно отличаются от всех древних платформ и менее контрастно — от молодых. В складчатых областях исключительно сильно проявляется латеральная зональность земной поверхности и в целом сравнительно слабо выражена вертикальная расслоенность в верхних частях земной коры (см. рис. 25 и 27).

Рифтовые области в этой классификации образуют самостоятельную структурную группу областей земной коры. Они качественно отличаются от всех других геоструктурных областей земной коры (от древних и молодых платформ, а также от складчатых областей) тем, что геоморфология их поверхности характеризуется сводово-глыбовыми формами, а внутренняя структура земной коры соответственно разным типом тектонической зональности, которая прослеживается вплоть до верхней мантии (см. рис. 36).

Геофизическая характеристика различных областей земной коры и главные типы их послойного состава

Современное физическое состояние всех континентальных областей земной коры независимо от их структурной принадлежности (к древним или молодым платформам, к складчатым или рифтовым областям) существенно отличается от физического состояния тех областей, на которых расположены моря и океаны. В морях и океанах вертикальные разрезы земной коры построены принципиально иначе, что было в общих чертах установлено после первых же сейсмических исследований зон перехода континентальных областей коры в области акваторий. Различия в геофизических характеристиках континентальной и океанической коры изучены прежде всего благодаря работам Б. Гутенберга, Д. Гиллули, М. Юинга, Ф. Пресса, Э. Бедерке и др.

Два типа земной коры (*кора океанических и континентальных областей*) наметились уже в 1930-х годах, когда Б. Гутенберг показал, что континентальная кора (кора сиалического состава) в пределах континентов имеет мощность до 60 км и лежит поверх симатического слоя, который, однако, очень близко подходит к поверхности на дне Тихого океана.

Послойный состав земной коры в областях, однотипных по структурным критериям, но находящихся на континенте и в центральных частях океанов, не остается постоянным (табл. 13). В литературу прочно вошли такие названия главных геофизических типов земной коры, как *континентальная* и *океаническая кора*. Вертикальные сейсмические разрезы земной коры как в пределах континентов, так и в пределах океанов оказались неодинаковыми. В частности, фрагменты океанической коры могут встречаться на континентах, а континентальной — в океанах. Так появились представления о промежуточных типах областей земной коры — субконтинентальных и субокеанических.

Геоструктурные области земной коры, следовательно, стали классифицироваться не только по видимым на дневной поверхности континентов особенностям их геологического строения, о которых мы говорили выше, но и по признаку их принадлежности к областям земной коры того или иного геофизического типа. В моделях, предназначенных для увязки сейсмических разрезов в различных областях земной коры (кон-

Обобщенные разрезы континентальных и океанических областей земной коры

Сводный разрез земной коры*	Континентальная кора	Океаническая кора
<i>W</i>	На континентах отсутствует	0 — водный слой (гидросфера)
<i>a</i>	Осадочный	1-й слой осадочный
<i>b</i>	Осадочно-базальтоидный (на континентах встречается фрагментарно)	2-й слой платобазальтовый
<i>c</i>	Осадочно-гранитоидный, вулканоплутонический	
<i>d</i>	Меланжевый	
<i>e</i>	Гранитоидный, гранито-гнейсовый	
<i>f</i>	Диоритовый, андезито-базальтовый, гранулитно-гнейсовый	
<i>g</i>	Базальтоидный	3-й слой, меланократовый фундамент
<i>h</i>	Гипербазитовый, корово-мантний	

* Состав слоев показан на рис. 38.

171

тинентальной, субконтинентальной и океанической), тоже, очевидно, должны найти отражение такие закономерности, как: 1) расслоенность коры по имеющимся в ней плотностным уровням (ρ), которым отвечают области разного состава и термодинамического состояния вещества (см. рис. 34 и 38); 2) независимые от состава непрерывные изменения скорости, связанные с глубиной H , как это показано на рис. 42. Напомним здесь, что вопрос о том, является ли кора по своей природе слоистой из-за наличия в ней слоев разной плотности, состава и физического состояния или же уместно рассматривать все сейсмические разделы как простую функцию одной только глубины, еще окончательно не решен. Замечена лишь некоторая тенденция к нахождению сейсмических разделов на некоторой постоянной глубине в однотипных областях земной коры относительно некоторых прослеживаемых почти повсеместно реперных уровней (см. рис. 34).

В разрезе земной коры океанов и морей часто отмечается неполная, по сравнению с континентами, последовательность слоев. От континентальных областей океанические области земной коры отличаются составом слагающих их слоев и той структурой, которую геофизические слои разного типа в них образуют. Кора океанических областей характеризуется меньшей толщиной и практически полным отсутствием слоев *c*, *d*, *e*, в составе которых в большом количестве имеются гранитоидные формации.

Во внутренних областях океанов сейсмическими методами сверху вниз устанавливаются три слоя: 1) осадочный; 2) платобазальтовый; 3) базальтовый фундамент. Осадочный слой изучен лучше других. Он сложен «нормальными» осадочными породами океана, седиментными тектоническими комплексами (ряд *a* на рис. 26). Это обычно пелагические илы, которые переслаиваются с известковистыми илами, известняками и кремнистыми породами, пеплом.

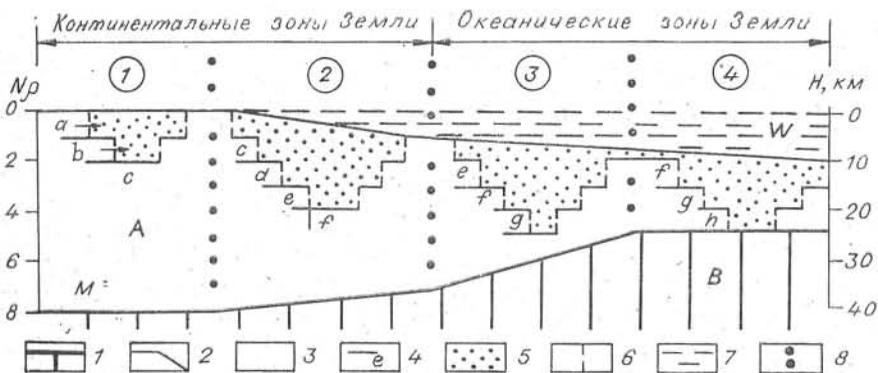


Рис. 42. Общая схема латеральных изменений в полойном составе различных областей и глобальных зон земной коры.

1 — поверхность Мохоровичича; 2 — поверхность твердой Земли; 3 — нерасчлененный фундамент; 4 — опорные сейсмические горизонты; 5 — осадочно-вулканогенный чехол; 6 — сейсмические дизъюнктивы; 7 — водный слой; 8 — условные границы областей земной коры различного типа (1 — континентальные, 2 — субконтинентальные, 3 — субокеанические, 4 — океанические). Слои, выделенные методом ГСЗ: W — водная оболочка, А — земная кора, В — верхняя геосфера мантии.

Стратиграфический объем этих комплексов и всего осадочного слоя океанической коры определяется тем, что на дне современных океанов нигде не было обнаружено пород древнее юрских. Наиболее древние из фаунистически охарактеризованных горизонтов осадочного слоя по фауне относятся к древней юре. Однако фауна встречена не в самой подошве осадочного слоя, что позволяет считать эту подошву в целом немного более поздней, т. е. в основании осадочного слоя кое-где могут быть и среднеюрские отложения. Осадочный слой в океанах залегает обычно на втором океаническом слое, сложенном не только осадочными, но и магматическими формациями базальтоидной группы. Второй слой океанов, очевидно, можно сопоставлять с платобазальтовым вещественным рядом тектонических комплексов (ряд *b* на рис. 26).

По данным Ле Пишона и др. [1977], второй океанический слой (слой *b* на рис. 38, 42 и в табл. 13) сложен базальтовыми потоками, в ряде случаев интенсивно метаморфизованными и переслаивающимися с консолидированными пелагическими осадками. Нижняя граница данного слоя недостаточно отчетлива. Возможно, что переход осадочно-вулканогенных толщ второго слоя океанической коры к третьему в ряде мест является постепенным. О составе третьего слоя (настоящего океанического фундамента) вообще мало что известно. О нем судят по отдельным кускам пород, которые считаются отторженцами этого фундамента. Предполагается, что нижний слой коры океанов сложен серпентинизированными перидотитами и метаморфизованными базальтами. По сейсмическим характеристикам океанический фундамент, по-видимому, отвечает трем нижним слоям континентальной коры (слой *f, g, h*). Состав его в океане достоверно пока неизвестен ввиду того, что он здесь нигде еще не вскрыт скважинами. Можно лишь предполагать, что в нем в значительном количестве присутствуют различные комплексы базальтоидного состава (элементы ряда *g* на рис. 26).

«Корово-мантийный» состав наиболее вероятен в зонах океанических глубинных разломов и генетически связанных с ними поднятий и надвигов, в которых кора часто аномально утолщается за счет проявления не только базитового, но и гипербазитового магматизма и метаморфизма. Нижний слой океанической коры здесь, видимо, представлен базальтами и габбро, метаморфизованными в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях. В зонах океанических поднятий, вероятно, имеются также тела серпентинитовых перидотитов.

В пределах ложа Мирового океана встречаются и кислые магматические породы. В составе океанической коры известны, например, крупные блоки гранулитовых пород катархея: поля гранулитовых пород в

Северной Атлантике, в районе подводного плато Роколл, в ряде мест Индийского океана, в пределах подводного Аравийско-Индийского хребта, в зоне разломов на подводном Восточно-Индийском хребте. Гранулиты были встречены и в зоне разлома Этландин на юге Восточно-Тихоокеанского поднятия [Салоп, 1984].

В латеральном направлении в океанической коре происходят изменения, аналогичные таковым в коре континентальной. В зонах срединных хребтов, например, платобазальтовый комплекс осадочного слоя океанической коры (второй океанический слой) по направлению от хребта увеличивается, тогда как «корово-мантийная смесь» в этом же направлении выклинивается (см. рис. 54, 55). На дне океанов, как и на поверхности континентов, осадочный слой распространен не повсеместно. Здесь имеются огромные области, в пределах которых обнажаются нижние слои океанической коры, а осадочный покров первого океанического слоя практически отсутствует. Еще большие изменения в послыном составе и структуре земной коры отмечаются в областях перехода от океана к континенту.

Земная кора в переходных областях имеет неодинаковое слоистое строение и состав, по которому различаются субконтинентальный и субокеанический типы областей земной коры (колонки 2 и 3 на рис. 42). *Субконтинентальные области земной коры*, к которым относятся области, занятые внутриконтинентальными, или эпиконтинентальными, морями (Средиземное, Черное и др.) и глубокими седиментационными прогибами (Днепровско-Донецкий прогиб, Прикаспийская синеклиза и др.), весьма существенно отличаются от континентальных областей земной коры. Кора субконтинентальной области в участках, занятых глубокими впадинами и морями, практически не отличается от типично океанической.

Субконтинентальные области типа Средиземного, Каспийского, Черного, Баренцева и других морей появились на континентальной коре скорее всего в результате вертикальных тектонических движений. Нео тектонические движения в этих областях перестроили, вероятно, геофизическую структуру всей коры и изменили термодинамические условия в ее недрах.

На коротком расстоянии кора субконтинентальных областей меняется по толщине и имеет другой по сравнению с континентальными областями послынный состав и строение (колонка 2 на рис. 42). Будучи более толстой под горными сооружениями островов и прилегающих к морям частей суши, земная кора субконтинентальных областей заметно утоняется под впадинами морей и океанов, а также под прилегающими к ним низменностями, где она по геофизическим характеристикам отдельных вертикальных колонок обычно имеет «океанический» тип строения, но с гораздо более мощным осадочным слоем.

Субконтинентальные области, следовательно, по послыному составу и внутренней структуре качественно отличаются не только от областей континентальной и океанической (двух крайних типов коры, представленных на рис. 42 колонками 1 и 4), но и от областей субокеанической коры.

Субокеанический тип областей земной коры выделяется на том основании, что в зонах перехода, например, Азиатского континента к Тихому океану и Американского континента к Атлантическому океану имеются целые области, в которых существуют только отдельные острова слоев гранитоидного состава (колонка 3 на рис. 42). Такое островное распределение участков с гранитным слоем, их перемежаемость с участками океанической коры и присутствие всей гаммы переходных сейсмических характеристик считаются важнейшими особенностями субокеанического строения земной коры.

В субокеанической коре при детальном ее расчленении в пределах островных дуг и океанических поднятий устанавливаются утолщенный базальтовый и андезитовый, а также нечетко выраженный гранитный слой. Четко выраженный раздел Конрада в субокеанических областях земной коры, как правило, отсутствует. Это особенно ясно проявляется

в скоростных разрезах островных дуг. В краевых морях, расположенных в областях перехода континента в океан, гранитный слой (*e* на рис. 42), как правило, выклинивается по направлению к океану. В субокеанической области слои, сопоставляемые со слоями гранитоидного состава, сохраняются в виде линз с нечеткими границами. Земная кора в областях субокеанического типа имеет крайне невыдержанное строение, что выражается прежде всего в большой изменчивости мощности базальтового и локальном развитии гранитного слоев. В структурном отношении эти области обычно представлены системами островных дуг, глубоководными впадинами краевых морей и желобов, а также континентальными склонами и континентальными подножиями, развивающимися на глыбах гранитного слоя (на «микроконтинентах древней континентальной коры»).

Таким образом, в моделях земной коры, построенных на основе глубинного сейсмического зондирования (см. колонки 1—4 на рис. 42, а также рис. 36, 37), отражаются ее послыйный состав и современное физическое состояние вещества в областях земной коры разного типа.

Общая систематика геоструктурных областей земной коры и некоторые особенности их эволюции

Континентальные, субконтинентальные, субокеанические и океанические типы послыйного состава земной коры используются в качестве первого основания для построения общей систематики геоструктурных областей (вертикальные колонки в табл. 14). Вторым основанием этой систематики служат структурные группы классифицируемых объектов, по которым обособлены соответствующие ряды геоструктурных областей (горизонтальные ряды в табл. 14). Вертикальные и горизонтальные ряды следует считать, как и в случае с систематикой тектонических комплексов (см. рис. 26), гомологическими рядами.

Это значит, что перечисленные в каждом ряду объекты не тождественны друг другу, а имеют лишь общие черты сходства между собой (по структуре или по физическому состоянию коры). Причем соседние типы областей будут иметь между собой гораздо больше общего сходства, чем с дальними классами. Например, у древних платформ (элемент 13 в табл. 14) больше

Таблица 14

Общая систематика геоструктурных областей земной коры

Структурные группы областей	Типы коры			
	Континентальные	Субконтинентальные	Субокеанические	Океанические
Рифтовые	1 Континентальные Восточно-Африканская Байкальская	2 Межконтинентальные Красноморская	3 Окраинные океанические	4 Океанические Средне-Атлантического хребта
Складчатые	5 Эпиплатформенные Тянь-Шань	6 Эпигеосинклинальные Кавказ	7 Геосинклинальные Островные дуги Австралии	8 Океанические Острова Полинезии
Квазиплатформенные	9 Молодые платформы Западно-Сибирская	10 Окраинно-материковые Южно-Карская	11 Субокеанические	12 Океанические
Кратонные	13 Древние платформы Европейская	14 Окраинно-материковые Баренцевская платформа	15 Субокеанические	16 Океанические

общего с молодыми платформами, чем с континентальными рифтами (элемент 1).

История обособления представленных в этой систематике областей с различным типом земной коры началась со сравнительного тектонического анализа латерального ряда складчатых (геосинклинальных) областей, идущего от океана к континенту.

А. Д. Архангельский [1941] был, очевидно, первым, кто предложил рассматривать островные дуги как геосинклинальные элементы, а глубоководные рвы (желоба) — как окраинные впадины современных геосинклинальных областей. Он считал, что островные дуги Австралии представляют собой чрезвычайно типичный пример геосинклинальной области, находящейся в периоде погружения. На составленной А. Д. Архангельским тектонической схеме западной половины Тихого океана островные системы сгруппированы в несколько зон, обозначенных как аналоги складчатых горных сооружений геосинклинального типа. Все они, как складчатые области на континентах, характеризовались выдержанным на много тысяч километров простиранием в виде «валов» и «гряд». Многие тектонисты склонны видеть современные аналоги (лучше было бы сказать — гомологи) геосинклиналей в активных зонах перехода от океана к континенту. Поэтому элемент 7 в общей систематике обозначен термином *геосинклинальные складчатые области* (сип.: области современных геосинклиналей).

А. Д. Архангельский [1941] указал, что на дне Тихого океана помимо «геосинклинальных областей» существуют также структурные элементы, похожие на платформенные — равнинные области, которые он оставил без названия. Эти суждения А. Д. Архангельского открывали горизонты для дальнейшего развития представлений о структурной гетерогенности океанического дна.

В категорию платформенных структурных образований обособлены также «пассивные» области на шельфе. По М. В. Муратову [1975], островные дуги — типичный элемент начальной стадии развития геосинклинальных областей, отражающий самую первую стадию утолщения земной коры: они постепенно развиваются в более мощные и протяженные участки с сиалической корой.

Острова Полинезии, лежащие за пределами «андезитовой линии», еще в 1957 г. понимались М. В. Муратовым как самая начальная стадия геосинклинального развития, характеризующаяся вулканическими излияниями лишь основного состава. Многие геологи и геофизики считают, что в ходе геосинклинального процесса кора океанического строения может превращаться в кору с континентальным строением.

В общей классификации структур океанической коры Н. П. Херасков [1967] выделял три типа ее областей (стабильные области; новообразованные мобильные пояса полинезийского типа; реликтовые мобильные пояса индийского типа), считая, что последние возникли за счет океанизации. Ю. М. Пуцаровский [1980] отмечает гораздо меньшую по сравнению со складчатыми областями на континентах структурную гетерогенность перикокеанических (субокеанических) областей земной коры, которая выражается, например, в незавершенности геосинклинального развития на западе Тихого океана. Здесь отсутствуют полноразвитые (с многочисленными тектоническими зонами, как на Урале) складчатые области, а имеются лишь одиночные цепочки островных дуг. Тектонические комплексы орогенных впадин и соседних плит представлены в них лишь отдельными формационными комплексами, отвечающими начальным стадиям развития этих областей. Вся фронтальная зона Тихоокеанского кольца в целом понимается как область незавершенного формирования континентальной земной коры. Из этих высказываний видно, что речь идет о гомологических рядах областей, прослеживаемых от континента в океан. Ю. М. Пуцаровский [1980] и другие ученые не без основания утверждают, что структурные элементы океанского дна (4, 8, 12 и 16 в табл. 14) не имеют своих полных аналогов на континентах, т. е. они во многих отношениях очень мало похожи на элементы 1, 5, 9 и 13.

Возникновение островодужных областей посреди океана представляется пока теоретическим случаем, в полной мере не представленным каким-либо конкретным хорошо изученным объектом. К областям такого типа близки дуги Тонга, Кермадек, Марианская. Дуги Тонга и Кермадек расположены на расстоянии 2500—3600 км от Австралии. Но между ними находится не абиссальная океаническая равнина, а довольно сложная система котловин и хребтов, в отношении тектонической принадлежности которых нет еще полной ясности. Гомологи материковых платформ в океанах (элементы 12 и 16), резко отличающиеся от континентальных платформ по типу коры, структуре осадочного чехла и, вероятно, по истории их формирования и возрасту, в литературе иногда называются *талассократонами* (термин введен Р. Файрбриджем в 1955 г.) или *талассогенами*, по Ю. М. Пуцаровскому [1972].

Многие ученые разделяют представление о том, что сложный и длительный процесс структурного и вещественного преобразования типично океанических областей земной коры в континентальные и субконтинентальные может быть разделен на три главные стадии, которые связаны с определенным типом формирующихся областей коры: 1) океаническая стадия — с океаническим типом коры, подобным областям, находящимся в современных океанах (элементы 4, 8, 12 и 16); 2) переходная — с переходным типом строения коры, подобным областям современных островных дуг и краевых морей, для которых характерно локальное, или островное, присутствие гранитного слоя (элементы 3, 7, 11 и 15); 3) континентальная — с континентальным типом коры, со свойственным им почти повсеместным развитием гранитно-метаморфического слоя (элементы 1, 5, 9 и 13).

В классификации рифтовых зон, или поясов, разработанной Е. Е. Милановским [1976], не только предусматривается выделение океанических и континентальных рифтовых зон, характеризующихся разным типом послыйного состава земной коры, но и четко обособляются межконтинентальные рифтовые зоны с промежуточным (субконтинентальным) типом строения коры. Тектонотипом этих рифтовых зон служит область Красного моря, в центральной части которой кора близка океанической, но по периферии имеет «плечи» материковой.

В этой же классификации под названием *рифтоподобные зоны перикокеанических поясов* намечен четвертый тип рифтовых зон, близкий по субокеаническому характеристикам послыйного состава коры к окраинным океаническим рифтам Ю. М. Пуцаровского [1972].

К рифтовым областям с субокеаническим типом земной коры, возможно, относятся некоторые окраинно-континентальные области Северо-Востока Азии. Проблема выделения здесь рифтовых областей в региональном плане еще четко не решена, но тенденция к выделению таковых в ряде работ уже наметилась.

Итак, в современной литературе по общей геотектонике все без исключения структурные группы континентальных областей земной коры (рифтовые и складчатые области, молодые и древние платформы) так или иначе ставятся в один гомологический ряд с односторонними геоструктурными областями океана и обрамляющих его шельфовых морей.

Кора под океанами и морями изучена пока несравненно хуже континентальной. Ввиду этого показанные в табл. 14 классы субокеанических и океанических областей (океанических глобальных зон Земли) являются в значительной мере гипотетическими, требующими дальнейшего подтверждения.

Проведенные в 1930—1960 гг. исследования тектоники горных областей Евразии показали, что горные пояса в областях с типично континентальной корой не возникают на месте геосинклинальных прогибов непосредственно после прекращения в них осадконакопления, как это предсказывала геосинклинальная теория Дж. Холла — Дж. Дэна (1859—1873 гг.). В континентальных областях складчатые горные сооружения очень часто появляются в результате абсолютного преобладания

интенсивных поднятий, происходящих на платформенных территориях. Соответственно такие складчатые области с континентальной корой (элемент 5) называются *эпиплатформенными областями* (син.: эпиплатформенные орогены, области эпиплатформенного орогенеза, орогенные зоны и пояса и многие другие — см. [Справочник..., 1970; Структура..., 1979]).

О возможности обратного превращения платформенных областей Азии в орогенные пояса писал еще в 1932 г. В. А. Обручев, который называл эпиплатформенные складчатые горные сооружения возрожденными горами. Э. Арган [1935] видел в них глубинные складки. Е. В. Павловский (1948 г.) называл изменения подобного рода в структуре континентальной земной коры, приводящие к появлению на месте платформ рифтовых областей и складчатых горных сооружений (Тянь-Шань, Западный и Восточный Саяны, Алтай, Прибайкалье), аркогенезом. С. С. Шульцем в 1948 г., а позднее Н. И. Николаевым [1962] и Н. П. Херасковым [1967] для таких континентальных областей земной коры возрожденного типа было предложено название *орогенические зоны* (области в современном понимании) с подразделением на *эпиплатформенные* и *эпигеосинклинальные*. Затем среди континентальных горных областей, возникающих на месте платформ и складчатых областей, стали различаться два самостоятельных класса — *эпиплатформенные складчатые* и *континентальные рифтовые области* (элементы 5 и 1 в табл. 14). Каждый из них теперь рассматривается как качественно новый этап в развитии континентальных областей земной коры. Существенная роль этапов эпиплатформенного орогенеза и особенно рифтогенеза в геологической истории в настоящее время не вызывает сомнений [Милановский, 1976, 1983, 1984].

Представленная в табл. 14 *систематика геоструктурных областей земной коры имеет определенный генетический смысл*. В горизонтальных рядах общей систематики отражена главная тенденция в эволюции земной коры, которая отмечалась ранее во многих публикациях: континентальные рифтовые области с течением геологического времени в конечном счете превращаются в океанические (и наоборот), а островные дуги океана — в эпиплатформенные складчатые области с континентальной земной корой (и наоборот). В табл. 14 эти эволюционные ряды обозначены соответственно цифрами 1—4, 5—8, 9—12 и 13—16. Однако в деталях своих общая эволюция геоструктурных областей не имеет такого простого вида. Она определяется не только относительно медленной и длительной эволюцией формационного состава, тектонических комплексов и слоев, слагающих земную кору, но и зависит еще от многих других относительно быстро изменяющихся факторов. Исследования в области региональной неотектоники и геоморфологии [Геология и сейсмичность..., 1984; Ситдииков, 1985; Худяков, 1977; и др.] показывают, что земная кора исключительно быстро в масштабах геологического времени перестраивает под воздействием тектонических движений (под ними понимаются любые изменения в пространственном положении структурных элементов земной коры и их частей) свою структуру и физическое состояние недр. Значительные опускания какой-либо области континентальной коры ведут, очевидно, к последовательному превращению опущенной ее части в кору субконтинентального, субокеанического или океанического типа.

Изменяются с течением времени геофизическая характеристика и структура областей, поднимающихся по окраинам древних и молодых платформ. Скорости таких поднятий могут достигать 10 км в 1 млн. лет. Поднятые края платформы практически мгновенно в масштабах геологической истории превращаются либо в эпиплатформенную складчатую область, если поднятия происходят в условиях горизонтального сжатия, либо в рифтовую область, когда они идут в условиях общего растяжения земной коры. В результате подобных поднятий появились, например, эпиплатформенная складчатая область Тянь-Шаня на юго-востоке Туранской платформы, Патомская складчатая область и Байкальская рифтовая на юге Сибирской платформы. Даже незначительное поднятие края молодой платформы, которое приводит к обнажению ее складчатого фундамента

из-под размывающегося чехла, также вызывает миграцию складчатой области на соседнюю платформу. Поднятиями такого типа определяются, в частности, современные границы Уральской и Таймырской складчатых областей, Енисейского кряжа и Казахстанской складчатой области с Западно-Сибирской молодой платформой (см. рис. 40, 41). Границы между геоструктурными областями земной коры разного типа, следовательно, во многих случаях окончательно определились на неотектоническом этапе, хотя, вне всякого сомнения, они генетически и структурно тесно связаны и с более древними неоднородностями коры. Тем не менее именно новейшие тектонические движения, приведшие к существенному преобразованию рельефа земной поверхности в неогене и антропогене, контролируют большую часть современной структуры земной коры, определяемой на уровне ее геоструктурных элементов. Данное обстоятельство ни в коей мере не исключает возможности разделения геоструктурных областей по критерию возраста слагающих их тектонических комплексов на такие классы, как байкальские, каледонские и др.

Эволюция областей земной коры имеет в целом *поливекторную миграционную природу* в том смысле, что на одном краю древняя платформа может превращаться, например, в эпикратонную складчатую область типа Верхояно-Чукотской, на другом — в рифтовую область типа Байкальской, на третьем — переходить в молодую платформу типа Тимано-Печорской, на четвертом — постепенно погружаясь, превращаться в субконтинентальную или субокеаническую область.

Соответственно смещаются в разных направлениях с течением геологического времени границы между геоструктурными областями, а также изменяются, подчиняясь вероятностным законам, их конфигурация и географическое положение. Возможно, по этой причине даже на континентах, где геоструктурные области разного типа (древние и молодые платформы, рифтовые и складчатые области) изучены достаточно хорошо, какие-либо очень строгие закономерности в их пространственном расположении до сих пор не установлены. Некоторые закономерности видны лишь в латеральных переходах однотипных по своей морфоструктуре областей в направлении от океана к континенту и наоборот (ряды 1—4, 5—8 и т. д. в табл. 14): например, океанические рифтовые области Аравийско-Индийского хребта переходят по простиранию в межконтинентальную рифтовую область Красного моря и в континентальные рифтовые области Восточной Африки. Подобные ряды латеральных переходов от континентальных областей к океаническим (и наоборот) намечаются также в некоторых складчатых поясах Земли. Средиземноморско-Гималайский пояс на разных своих отрезках представлен складчатыми областями с континентальной и субконтинентальной корой, которые по простиранию переходят затем в субокеанические и океанические области западной окраины Тихого океана. По окраинам Атлантического и Ледовитого океанов весьма вероятны латеральные ряды в платформенных областях земной коры, которые здесь тоже нередко переходят от континента в океан, изменяя соответственно свои геофизические свойства и послонный состав коры. При этом физическое состояние коры, ее механические свойства изменяются, вероятно, довольно быстро, а послонный состав коры — относительно медленно. Это легко объясняется тем, что для накопления мощных осадочных толщ в морях и океанах, а также для термодинамического их преобразования необходимо дополнительное время.

С конца прошлого века ни у кого из ученых не вызывал сомнения тот факт, что *крупные черты в структуре земной коры тесно связаны с ее рельефом*, находят отражение в морфологии земной поверхности, что все крупные формы рельефа созданы новейшими тектоническими движениями.

Теснейшая генетическая связь рельефа земной коры с ее геоструктурными единицами (см. элементы 7—9 в табл. 3 и на рис. 1) нашла отражение в таких общих для геоморфологии и геотектоники терминах, как *оротектоника* (термин впервые предложен в 1893 г. В. Тейссейром), *морфотектоника* (термин применялся Л. Кубером еще в 1928 г.) или *тектоорогения*

(название предложено В. Г. Бондарчуком в 1944 г.). В современных работах по геоморфологии и неотектонике все крупные тектонически обусловленные формы рельефа земной поверхности называются *морфоструктурами*. Этот наиболее распространенный в настоящее время термин первоначально предложен И. П. Герасимовым [1959] для обозначения связанных между собой в единое целое форм рельефа и геологической структуры. Считается, что современная геоморфология должна быть представлена «...в виде теории развития рельефа, привязанной к различным конкретным геологическим структурам и их геологическому развитию» [Николаев Н. И., 1962, с. 329].

Геоморфологически выраженные крупные структурные единицы земной коры (все ее элементы, отнесенные к геоструктурной группе на рис. 1 и в табл. 3) Г. И. Худяковым [1977] даже выделяют в отдельную категорию под названием *геоморфоструктуры*. При этом особо подчеркивается, что это — «тектоническая структура с конформной ей внешней, геоморфологической поверхностью». Таким образом, в геоморфологии под названием *морфоструктуры (геоморфоструктуры)* специализированно изучаются элементы геоструктурной группы, выходящие на поверхность земной коры и формирующие ее рельеф. Молодые платформы типа Западно-Сибирской, например, в геоморфологическом плане рассматриваются как равнины — особый тип геоморфоструктур, а древние платформы типа Сибирской определяются как равнинно-плоскогорные геоморфоструктуры и т. д. [Проблемы..., 1976]. Главные структурные группы областей земной коры, представленные в табл. 14 в виде горизонтальных и вертикальных рядов, фактически являются одновременно и морфоструктурными группами. Это общие объекты геотектоники и геоморфологии, которые лишь по-разному называются в разных научных дисциплинах.

Глава VI

ГЛОБАЛЬНАЯ ГРУППА ЭЛЕМЕНТОВ ЗЕМЛИ И СОВРЕМЕННЫЕ ТЕОРИИ ЕЕ ОБЩЕГО СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ

Принимая во внимание форму Земли, ученые используют для описания ее глобальных свойств и внутреннего строения уже не геоморфологические координаты, как в случае с элементами земной коры, а сферические — *геоцентрическое пространство*, в котором представляются все структурные элементы данной ранговой группы. При этом начало координат помещается в центр Земли, а сферические координаты любой точки определяются через геоцентрическую широту, долготу и расстояние до центра (рис. 43).

Для получения достоверной информации о внутреннем строении Земли приходится использовать в основном геофизические методы, так как непосредственное проникновение в глубокие недра Земли другими методами пока невозможно.

О *геосфере* (оболочках, слоях Земли) писал в 1644 г. Р. Декарт. Термин *оболочка*, как указывает К. Е. Буллен [1978], использовался в описаниях Земли еще Г. Галилеем, который в 1688 г. этим словом обозначал твердую внешнюю часть нашей планеты. Эти представления развивали далее в 1749 г. Ж. Бюффон и в 1763 г. М. В. Ломоносов, которому принадлежат известные слова: «Велико есть дело достигнуть во глубину земную разумом, куда руками и оку достигнуть возбраняет натура».

В первых моделях, построенных С. Томсоном и П. Тэйтом [Thomson, Tait, 1879], Земля представлялась состоящей из ядра однородной плот-

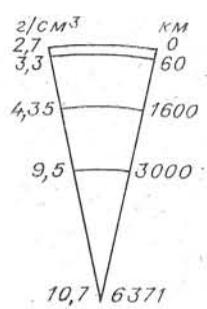
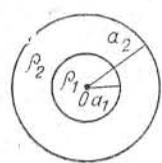
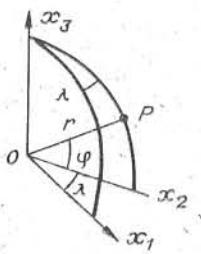


Рис. 43. Геоцентрическое пространство, в котором представляются глобальные структурные элементы,— сферические координаты Земли [по Буллену, 1978].

Рис. 44. Плотностная модель Земли, опубликованная С. Томсоном и П. Тэйтом в 1879 г. [Буллен, 1978] (ρ_1 — ядро однородной плотности радиусом a_1 ; ρ_2 — оболочка однородной плотности радиусом a_2).

Рис. 45. Плотностная модель Земли Э. Вильямсона и Л. Адамса [Буллен, 1978].

ности ρ_1 , окруженной оболочкой однородной плотности ρ_2 (рис. 44). Р. Радо (1885 г.) и Е. Вихерт [Wiechert, 1897] выполнили подробные численные расчеты для таких моделей, полагая ρ_2 равным плотности пород вблизи поверхности Земли.

Появление в начале нашего века новых геофизических методов поставило прежние достаточно туманные воззрения о Земле в целом на определенную структурную основу, сделало их более конкретными и придало всем обособляемым в ней глобальным элементам более четкий физический смысл.

Созданный в 1892 г. сейсмограф обеспечил, в частности, получение новой информации, необходимой для однозначного определения плотности в Земле. В 1906 г. Р. Олдгем привел сейсмическое доказательство существования центрального ядра Земли и ее оболочки, которую позже стали называть мантией [Oldham, 1906]. Было установлено также, что мантия пропускает волны V_p и V_s во всех направлениях. Глубже мантии эти волны обнаружить не удалось, и была высказана догадка, что большая часть ядра находится в расплавленном состоянии, тогда как мантия — в твердом.

Весьма точно определил положение границы ядра Б. Гутенберг [Gutenberg, 1914]. Э. Вильямсон и Л. Адамс [Williamson, Adams, 1923] использовали сейсмические данные для оценки градиентов плотности и получили еще более надежные значения распределения этих градиентов в Земле (рис. 45). Они показали, что одна только сжимаемость не может привести к достаточно высокой плотности в центральной области, необходимой для получения известной массы Земли, и таким образом доказали, что в ее недрах с глубиной должны существенно изменяться химический состав и физическое состояние вещества. Они пришли к выводу, что непосредственно под корой должна быть ультраосновная порода и предположили оливиновый состав для оболочки.

Первые численные оценки распределения сейсмических скоростей V_p и V_s были получены в 1907—1930 гг. по небольшому числу землетрясений [Gutenberg, 1914; Knott, 1919; Witte, 1932; Wadati, 1933, 1934]. Исследование большого числа землетрясений в 1932—1939 гг. привело к созданию таблиц времени пробега сейсмических волн — таблиц Джеффриса — Буллена [Jeffreys, Bullen, 1940], на основе которых К. Е. Буллен в 1940-х годах создал более детальные геофизические модели глобального разреза Земли. В ходе построения таких моделей он ввел буквенные обозначения для семи concentрических зон Земли — ее геосфер: А, В, С, D', D'', E, F и G. Эти обозначения до сих пор широко используются в качестве основы для описания внутреннего слоистого строения Земли (табл. 15). Термин *геосферы* введен в науку Дж. Мюрреем в 1910 г. (J. Мур-

Общая схема изменения физических параметров по глобальным разрезам Земли

Глобальные части Земли	Геосферы и сейсмические разделы	Глубина, км	Распределение скоростей сейсмических волн по разрезу Земли, км/с				Распределение плотностей, г/см ³	
			продольных (V_p)		поперечных (V_s)		океанический сегмент	континентальный сегмент
			океанический сегмент	континентальный сегмент	океанический сегмент	континентальный сегмент		
Континентальные и океанические сегменты	<i>A</i>	11 (океаны) 35 (континенты)	6,4—7,9	6,5—8,02	3,7—4,55	3,75—4,69	2,85—3,305	2,92—3,32
	<i>B</i>	12—420	8,949—9,135		4,789—4,816		3,553—3,553	
	<i>C</i>	420—1000	9,554—10,928		5,052—6,114		3,768—4,377	
	<i>D'</i>	1000—2700	11,4—13,6		6,4—7,2		4,68	
	<i>D''</i>	2700—2900	13,732		7,243		5,550	
Главный раздел Гутенберга								
Ядро	<i>E</i>	2900—4980	8,0—10,258		0,0		9,09—11,5	
	<i>F</i>	4980—5120	10,258		0,00		11,5—12,0	
	<i>G</i>	5120—6370	11,091—11,211		3,439—3,565		12,139—13,012	

Примечание. Распределение плотностей и температуры внутри Земли см. на рис. 49—51. Распределение сейсмических скоростей и плотностей внутри Земли дано по работам К. Е. Буллена [1978], Б. Гутенберга (1963 г.), В. Н. Жаркова [1983].

гау). Границы между геосферами в основном, но не исключительно, вводятся там, где имеются достаточно резкие изменения продольных и поперечных волн или их градиентов. Некоторые из этих границ рассматривались как границы, где изменения происходят скачками.

ВАРИАЦИИ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ПО ГЕОСФЕРАМ ЗЕМЛИ И ИХ КЛАССИФИКАЦИЯ

Геосфера *A* (земная кора) была открыта А. Моховичичем по резкому возрастанию скорости на границе, которую позже стали называть его именем. Земная кора, как показано выше, в деталях своих имеет исключительно сложное и совершенно различное в геоструктурных областях разного типа строение (см. табл. 14). Поэтому рассмотрение ее на глобальном уровне не может добавить чего-либо полезного к информации, полученной при более детальной характеристике земной коры (см. гл. IV и V).

Отметим лишь тот факт, что кора практически повсеместно по своим физическим свойствам резко отделяется от нижележащей геосферы *B*, в которой обнаружены отклонения от нормального изменения градиентов скоростей и исключительно сильные горизонтальные изменения скоростей. Эта геосфера, называемая иногда также верхней мантией, сначала была определена [по Буллену, 1978] как зона толщиной 380 км, простирающаяся от подошвы до глубины, на которой имеет место так называемый «разрыв непрерывности второго рода», обусловленный резким увеличением градиентов сейсмических скоростей. Распределение скоростей *P* и *S* волн всюду в зоне *B* нельзя считать вполне нормальным. В этом состоит, как считает К. Е. Буллен [1978], главная особенность зоны *B*, которая объясняется горизонтальными неоднородностями и аномальными градиентами температуры в ней. Дополнительным доказательством наличия крупных горизонтальных неоднородностей в геосфере *B* служит географическая изменчивость ее толщины. Не исключено также, что существует несколько дополнительных скачков скорости в зоне *B*. Здесь наиболее вероятны *астеносферные слои* — слои с пониженными скоростями распространения сейсмических волн (пониженной вязкости и плотности). Эта геосфера, следовательно, отличается внутренним строением от вышележащей земной коры. Показатель вертикальной «однородности» среды для большей части зоны *B*, по К. Е. Буллену [1978], меньше 1.

Существование астеносферных слоев в верхней мантии было обосновано сначала в теории изостазии. Предполагалось, что в геосфере *B* имеется непрерывный слой повышенной текучести, который был назван Д. Бареллом в 1914 г. астеносферой. Опираясь на теорию изостазии и на сейсмические данные, Б. Гутенберг в 1926 г. высказал предположение, что в пределах верхних 100—200 км (в средней части зоны *B*, по К. Е. Буллену) существует слой «пониженной скорости», где на некотором интервале глубин градиенты скорости становятся отрицательными. Позже сейсмическими методами было доказано, что на разных глубинах в этой геосфере имеется несколько астеносферных зон, в которых заметно снижаются скорости упругих волн, чем обусловлены весьма значительные вертикальные и горизонтальные неоднородности геосферы *B*.

Сводки современных сведений о слоях с пониженной скоростью составлены И. Леманн [Lehmann, 1967, 1970], Д. Л. Андерсоном [Anderson, 1967] и др. Новые данные по объемным волнам указывают на то, что под многими регионами на некоторых интервалах глубин порядка 200 км градиенты скоростей действительно становятся отрицательными (рис. 46, см. также рис. 47 и 52). Впервые слой пониженной скорости продольных упругих волн в мантии был, очевидно, обнаружен при изучении землетрясения в Чили в 1960 г. и на Аляске в 1964 г. В этом слое скорость продольных волн уменьшалась в среднем на 0,3 км/с (0,1—0,5 км/с).

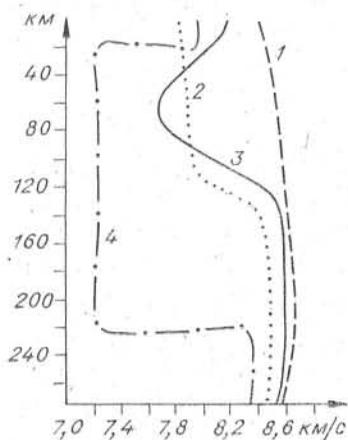


Рис. 46. Кривые изменения скорости продольных волн в верхней мантии под Кордильерами [Резанов, 1977].

1 — за пределами Кордильер (Канадский щит); 2 — под плато Колорадо; 3 — средняя кривая для внутренних областей Кордильер; 4 — под Береговым хребтом.

Модель верхней мантии

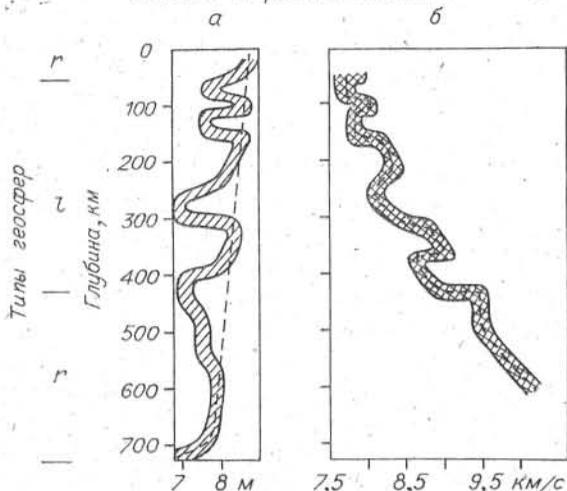


Рис. 47. Многоастеносферная модель верхней мантии в зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану [Тараканов, Левый, 1976] и типы геосфер Земли.

а — изменение предельной магнитуды; б — изменение скоростей продольных волн. r и l — разные типы геосфер.

Если разрезы земной коры в подавляющем большинстве состоят из строго последовательного ряда слоев (a , b , c), то разрез геосферы B в целом состоит из каких-то крупных неоднородностей, которые в вертикальном ее разрезе повторяются. Таковыми элементами являются исключительно широко здесь распространенные слои с относительно повышенной и пониженной скоростями прохождения сейсмических волн. Слои пониженных скоростей (волноводы, или астеносферные слои) практически определяют все особенности строения верхних 400 км мантии. Они четко проявляются на кривых изменения скорости продольных волн под складчатыми поясами Евразии и Америки.

Судя по многоастеносферной (многоастеносферной) модели, представленной на рис. 47, структура вертикального разреза в геосфере B в целом становится более ритмической. По критериям «коэффициента мутности» (новый параметр, по которому определяется мера мелкой статистической неоднородности среды) геосфера B также резко отличается от земной коры: кора всюду «мутнее» мантии [Галкин, 1979].

В более глубокой геосфере C «ритмичность» вертикального разреза снова, по-видимому, становится менее резко выраженной. Однако о неоднородности геосферы C известно очень мало данных и все они гораздо более гипотетичны.

В геосфере C значение показателя «однородности» у кровли зоны несколько больше 2, а у подошвы приблизительно 1. Это указывает на то, что разрез зоны C скорее всего резко дифференцирован по химическому составу и плотности (является неоднородным в этом смысле). Благодаря таким физическим свойствам зона C резко выделяется среди смежных геосфер Земли. Для нее характерны повышенные градиенты скорости, которые связываются с наличием в разрезе Земли на этой глубине заметной неоднородности.

После произведенного К. Е. Булленом в 1946—1949 гг. разделения зоны D на две части, геосфера D' стала считаться единственной геосферой мантии, где изменение скорости с глубиной можно было бы считать приблизительно нормальным и где показатель «однородности» примерно

Главные сейсмические разделы и виды геосфер Земли

Тип	Вид	Индивид
Мантийные (геосферы земной оболочки)	<i>r</i> -геосферы : <i>A, C</i>	<i>A</i> — Раздел Мохоровичича
		<i>B</i> <i>C</i> — Раздел Голицына
	<i>l</i> -геосферы : <i>B, D''</i>	<i>D'</i>
		<i>D''</i> — Раздел Гутенберга
Ядерные		<i>E</i>
		<i>F</i> — Раздел Лемани
		<i>G</i>

равен 1 или имеет порядок 0,8 (зона *D'* в этом отношении гомологична зоне *B*).

Исключительность границы между геосферами *C* и *D'* состоит в том, что волны *P* и *S*, а также их градиенты считаются непрерывными при переходе от зоны *C* к зоне *D'*. Эта граница обозначает ту глубину, начиная с которой поведение градиентов вновь становится нормальным. Зона *D'* и в этом смысле гомологична зоне *B* (табл. 16).

В геосфере *D''* градиенты скоростей, определенные Джеффрисом и Б. Гутенбергом, падают до нуля, а возможно, и становятся отрицательными, что привело К. Е. Буллена в 1949—1950 гг. к выделению этой подзоны. Она характеризуется аномальными градиентами скоростей *P* и *S*, что указывает на то, что либо зона *D''* существенно «неоднородна» по ее вертикальному разрезу (как и зона *C*), либо в ней происходит довольно быстрое уменьшение жесткости с глубиной.

Интерпретация рассеянных волн, осуществленная в последние годы, показала, что у кровли мантии на границе с корой и у ее подошвы на границе с ядром расположены зоны повышенной горизонтальной неоднородности [Жарков, 1983]. Это так называемые рассеивающие зоны мантии. Горизонтальные отклонения скорости от среднего значения здесь достигают 1%.

Геосфера *E* (собственно внешнее ядро) снова определяется как довольно «однородная» в своем вертикальном разрезе зона. Оценки этого показателя в зоне *E* колеблются между 1 и 1,4 [по Буллену, 1978]. Зона собственно внешнего ядра первоначально была определена как область, лежащая между глубинами 2900—4980 км, в которой значения градиента продольных скоростей, найденные Г. Джеффрисом в 1939 г., приблизительно непрерывны и нормальны. Работы Г. Джеффриса, Г. Такеучи и др. [Jeffreys, 1926; Takeuchi, 1950] дали возможность рассматривать зону *E* как жидкую и положить в ней скорость волн V_p равной нулю (рис. 48). По теории динамо магнитного поля Земли, в этой зоне сосредоточены конвективные потоки, создающие главную часть магнитного поля. Изучая возможные способы реализации конвективных течений, наличие которых во внешнем ядре диктуется динамо-теорией главного магнитного поля Земли, С. Чандрасекхар [Chandrasekhar, 1952] также нашел, что для этого необходимо твердое внутреннее ядро. Те же данные заставили Г. Макдональда и Л. Кнопова [MacDonald, Knoroff, 1958] считать маловероятным, чтобы внутреннее ядро было жидким. Известны и прямые сейсмические проверки физического состояния внутреннего ядра, которые подтверждают его твердое состояние [Буллен, 1978; Caloi, 1961].

Возможно, что какие-то латеральные глобальные зоны существуют и в ядре Земли, но о них в настоящее время почти ничего не известно. Тем не менее современная теория геомагнитного поля предполагает, что в жидком ядре Земли происходит непрерывное перемещение вещества [Яновский, 1978]. Внутри Земли, согласно этой теории, существует об-

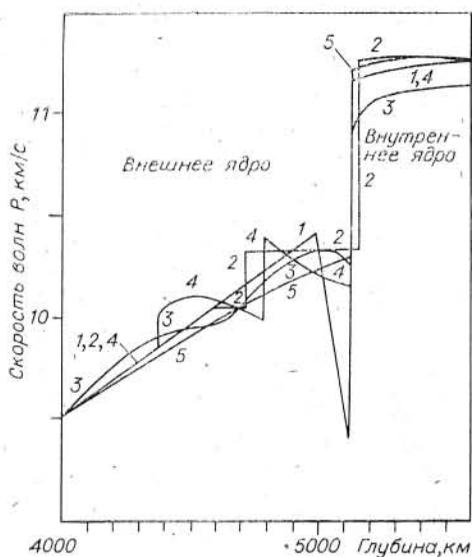


Рис. 48. Распределения, предложенные для скорости волн P в окрестностях границы внутреннего ядра разными авторами [Буллен, 1978].

1 — Джеффрис (1939 г.); 2 — Болт (1962 г.); 3 — Инген-Хай (1963 г.); 4 — Адамс и Рэндалл (1964 г.); 5 — распределение, которому отдавал предпочтение К. Е. Буллен (1975 г.).

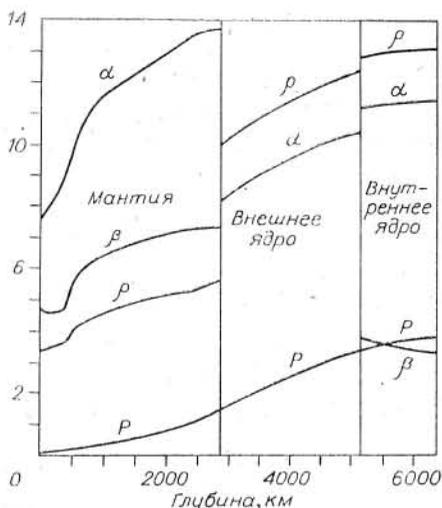


Рис. 49. Распределение плотности ρ (г/см^3), давления P (10^{11}Н/м^2) и скоростей продольных и поперечных волн (α , β , км/с) в недрах Земли [по Буллену, 1978].

ласть, где проводящее вещество непрерывно перемещается относительно оси вращения. Это следует из того, что магнитное поле с вековыми вариациями, каким обладает наша планета, не может создаться в среде с физическими характеристиками земной мантии. Вековые вариации требуют предположения о наличии в глубоких недрах областей с меньшей, чем у мантии, кинематической вязкостью. Такой областью может быть внешнее ядро (геосфера E), в котором, согласно численным оценкам, возможна конвекция вещества. На основании особенностей геомагнитного поля и анализа суточного вращения Земли делается предположение, что вещество ядра Земли находится в состоянии непрерывного перемещения. О характере и скорости таких перемещений, а также о структуре ядра теория геомагнитного поля ничего определенного не говорит. Но она накладывает, по заключению Б. М. Яновского [1978], одно важное ограничение на представление о структуре ядра: при симметричных относительно оси вращения конвективных перемещениях генерация того поля, которое мы наблюдаем на поверхности Земли, невозможна. Иными словами, вихри в жидком ядре должны быть асимметричными и трехмерными.

Геосфера F первоначально была выделена в 1939 г. Г. Джеффрисом как переходная зона, занимающая область между 4980 и 5120 км, на нижней границе которой возможен скачок скорости волн P (см. табл. 15, рис. 49). Этому способствовала более ранняя работа И. Леманн [Lehmann, 1936], которая первой нашла свидетельство того, что ядро Земли состоит по крайней мере из двух различных областей — внешнего и внутреннего ядра. Это самая глубокая сейсмическая граница, ниже которой располагается зона G — собственно внутреннее твердое ядро Земли. Предварительное значение радиуса внутреннего ядра получено в 1939—1942 гг. Г. Джеффрисом. Доказательства тому, что внутреннее ядро Земли находится в твердом состоянии, приведены в книге К. Е. Буллена [1978].

Существующие среди специалистов некоторые разногласия в количественной оценке толщины отдельных геосфер (они рассмотрены в работе К. Е. Буллена) качественно не влияют на общую модель строения вертикального разреза Земли, представленного на рис. 49, 50 и 51, а также в табл. 15 и 16. На них видно, что граница, открытая немецким сейсмологом Б. Гутенбергом в 1914 г. (оболочка — ядро Земли), является наиболее

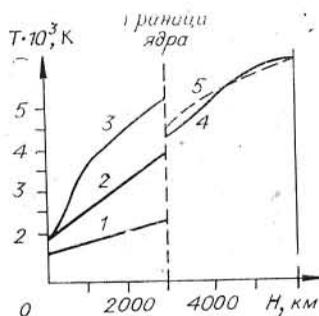


Рис. 50. Распределение температуры внутри Земли [Яновский, 1978].

1 — адиабатическая кривая; 2 — кривая плавления (Жарков, 1959 г.); 3 — кривая плавления (Аффен, 1952 г.); 4 — кривая плавления для железного ядра (Жарков, 1959 г.; Гальвари, 1966 г.); 5 — адиабатическое распределение температур в ядре (Жарков, 1960 г.).

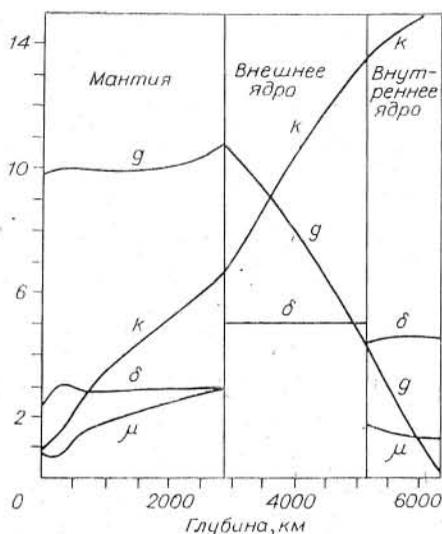


Рис. 51. Распределение модуля всестороннего сжатия k ($10^{11} Н/м^2$), модуля сдвига μ ($10^{11} Н/м^2$), ускорения силы тяжести g ($м/с^2$) и коэффициента Пуассона δ в недрах Земли. Для δ значения ординат пужно умножить на 0,1. Из книги К. Е. Буллена [1978].

Характер сейсмических разделов и внутренняя структура самих геосфер с глубиной периодически меняются: геосферы с относительно резкой поверхностью раздела в подошве чередуются с геосферами, имеющими менее резкие границы (см. табл. 15 и 16). Периодически повышаются и снижаются не только скорости сейсмических волн, проходящих через геосферы, но и производная сейсмических скоростей, т. е. скорость нарастания скоростей в каждой геосфере. Так, скорости продольных волн относительно быстро увеличиваются с глубиной в геосферах A и C , а в геосферах D' и B мантии возрастание скорости заметно снижается. На фоне закономерного увеличения с глубиной скорости сейсмических волн, плотности и температуры в некоторых геосферах Земли проявляется повышенная ритмическая слоистость, фиксируемая по слоям с относительно низкими скоростями сейсмических волн. Этим слоям сейчас уделяется особенно пристальное внимание благодаря предполагаемым их особенностям — низкой вязкости, текучести материала, близости температуры к точке плавления, возможной гравитационной неустойчивости. Области понижения и повышения скоростей сейсмических волн, судя по конкретным разрезам верхней геосферы, образуют чаще всего огромные линзы — выклинивающиеся по простиранию слои.

Распределение степени неоднородности по геосферам Земли в мантии также характеризуется, судя по данным К. Е. Буллена [1978], определенной периодичностью: геосферы с повышенной степенью неоднородности (A , C , D') чередуются с геосферами, в которых значения неоднородности оказываются относительно меньшими (B , D'). В ядре Земли степень неоднородности прогрессивно возрастает от его поверхности и внутреннего ядра к нижней части геосферы E . Более детальные сейсмические исследования и расчеты показали, что внутренняя структура смежных геосфер, по крайней мере в континентальных сегментах, действительно оказывается принципиально различной. Это достаточно хорошо устанавливается на примере верхних геосфер, строение которых до глубины 420—700 км освещено в ряде сравнительно недавно опубликованных работ.

При сравнении сейсмических разрезов верхней мантии, представлен-

существенной структурной границей. Разделение разреза земного шара на две части по этому сейсмическому рубежу хорошо также согласуется с распределением других физических параметров: плотности, давления, вязкости, температуры.

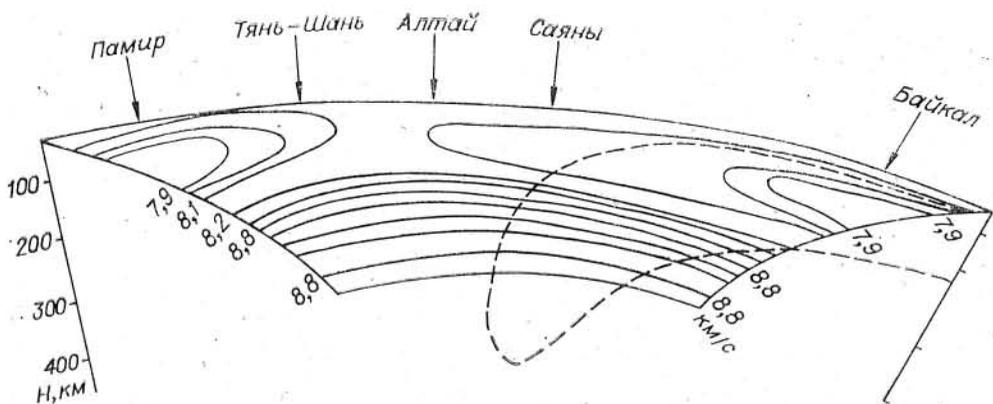


Рис. 52. Сейсмический разрез земной коры и мантии по профилю Памир — Байкал [Алексеев и др., 1971].

ных на рис. 47 и 52, с соответствующими разрезами земной коры (см. рис. 36 и 37 в гл. V) легко можно установить, что смежные геосферы континентальных сегментов Земли имеют разное строение. Среди них можно выделить относительно четко расслоенные на последовательный ряд слоев геосферы типа земной коры. Они названы радиальными геосферами (*r*-геосферы, см. рис. 47 и табл. 16). Другие геосферы имеют менее

Таблица 17

Распределение элементов разного ранга по геосферам Земли

Геосфера		Преобладающая структурная гетерогенность
Ионосфера <i>I</i>		Элементарные частицы, ионы в свободном состоянии
Атмосфера <i>M</i>		Атомы, молекулы
Гидросфера <i>W</i>		Молекулы, коллоиды
Земная кора <i>A</i>		От формационных до геоструктурных элементов
Мантия	<i>B</i> <i>C</i>	От минеральных до формационных элементов
	<i>D'</i> <i>D''</i>	От химических до минеральных
Ядро	<i>F</i> <i>G</i>	Ионы, элементарные частицы в плотной упаковке

строгую последовательность слоев в своем вертикальном разрезе (*l*-геосферы).

Степень структурной гетерогенности вещества Земли по мере перехода от одной геосферы к другой не остается постоянной (табл. 17). Если в земной коре выделяются объекты разных рангов от атомов до геоструктурных областей включительно, то уже в нижней геосфере мантии подобная структурная дифференцированность не превышает, вероятно, уровня минералов. Во всяком случае, разбиение разреза Земли на минералогиче-

ские зоны согласно новейшим экспериментальным и теоретическим данным, приведенным в работе В. Н. Жаркова [1983], осуществляется до глубин порядка 2800 км, а расчеты Р. ван Беммелена [Bemmelen, 1965], Е. В. Аргюшкова [1979] и других ученых показывают, что исходным уровнем минеральной дифференциации геосфер можно считать границу мантии — ядро. Следовательно, все геосферы Земли по степени их структурной гетерогенности делятся на два типа: внутренние, или ядерные, и внешние, которые называются также мантийными геосферами, геосферами земной оболочки.

ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ В ЗЕМНОЙ КОРЕ И МАНТИИ

Горизонтальные вариации сейсмических скоростей под земной корой отмечались уже давно. Г. Джеффрис [Jeffreys, 1952] отметил большое значение горизонтальных изменений для наблюдений, относящихся к объемным волнам. К. Е. Буллен [1978] приводит примеры вертикальных и горизонтальных вариаций скоростей непосредственно под корой. Для геосферы *B* они, вероятно, весьма характерны. В специальных сводках [Molnar, Oliver, 1969; и др.] по изучению поверхностных волн также имеются данные о горизонтальных вариациях скоростей непосредственно под корой в зоне *B*. Такая подробная информация о вариациях скоростей имеется пока только для небольшого числа регионов (см. рис. 52). Все известные трассы, по которым изучалось распространение поверхностных волн, в первом приближении разделяются на континентальные и океанические. Данные о дисперсии поверхностных волн по трассам, проходящим через области разного типа, приводятся во многих статьях [Aki, 1966; Ben-Menahem, 1965; Brune *et al.*, 1961; Dziewonski, Landisman, 1970; Kanamori, 1969; Toksöz, Anderson, 1966; Jordan, 1979]. Судя по ним, в самом факте существования крупных латеральных неоднородностей в мантии сомневаться не приходится. Но в силу ряда принимаемых упрощений точность полученных значений скоростей для разных географических регионов, возможно, значительно меньше формально вычисляемой средней ошибки. Более или менее достоверна качественная оценка латеральных изменений в мантии, да и она может считаться надежной только до глубин порядка 400—700 км (см. табл. 15 и рис. 59).

Не боясь сделать слишком большую ошибку, можно принять, что континентальные и океанические сегменты земной коры и мантии в целом имеют различную структуру физического состояния недр, что и отражено на рис. 53 и 60. Крупномасштабные горизонтальные неоднородности в нижней мантии, на глубине больше чем 2400—2500 км, проанализированы в работе С. Д. Коган (1981 г.). По ее данным, континентальный сегмент Северной Евразии характеризуется высокоскоростной нижней мантией, а Тихоокеанский сегмент — низкоскоростной, причем возможные различия по скорости составляют около 4%. Под континентальными сегментами намечаются «корни континентов» толщиной около 400 км. По критерию «мутности» также устанавливается, что, во-первых, кора всюду мутнее мантии, неоднородностей в ней больше и, во-вторых, по мере перехода от континента через Курилы в Тихий океан вся среда в целом становится «прозрачнее» [Галкин, 1979].

В океанах отмечается относительная простота волнового поля, меньшая роль отраженных волн, чем на континентах.

Исследованиями Х. Канамори [Kanamori, 1969] и многих других ученых доказано, что наибольшие отклонения от средней мантии сосредоточены в тектонически активных поясах Земли, которые на ее поверхности обычно выражены *линейными глобальными тектоническими зонами* разного типа (табл. 18). К ним относятся: срединно-океанические хребты, складчатые пояса, а также глубокие сейсмофокальные зоны, которым

Классификация и региональные примеры глобальных зон земной коры и мантии

Виды глобальных зон	Пример
1. Континентальные плиты 2. Складчатые пояса	Американская Индонезийский (Средиземноморско-Гималайский)
3. Зоны Бенъофа (островодужные системы, глобальные разломы Земли)	Курильская, Марианская, Идзу-Боннинская островные дуги (см. рис. 56—58)
4. Океанические плиты 5. Срединно-океанические хребты (рифтовые пояса Земли)	Индо-Австралийская плита Срединно-Атлантический и Восточно-Тихоокеанский хребты

Примечание. Цифрами 1—5 соответствующие виды глобальных зон обозначены также на рис. 60.

на поверхности соответствуют островодужные системы и глубоководные желоба. Обширные области земной поверхности, заключенные между названными линейными поясами Земли, называются *глобальными* (литосферными) *плитами*. Среди них различаются *континентальные плиты*, сложенные континентальными и субконтинентальными областями земной коры, а также *океанические плиты*, в состав которых входят океанические и субокеанические области земной коры.

С внедрением геофизических методов исследований глобальные зоны на поверхности Земли стали выделяться главным образом по критерию распределения современной сейсмической активности. Так, по критерию сейсмичности различных областей земной поверхности Б. Гутенберг уже в 1925 г. выделял, с одной стороны, глобальные зоны с повышенной сейсмичностью (пояса Тихоокеанский кольцевой, Альпийский Европы, центральной части Индийского океана и Восточной Африки), а с другой — асейсмичные зоны (впадины Тихого океана и стабильные щиты континентов).

Проведенное Б. Гутенбергом и Ч. Рихтером [1948] исследование распределения землетрясений на поверхности Земли стало основой для выделения целой глобальной системы зон напряженного состояния в верхних сейсмоактивных геосферах Земли. В эту систему входят Тихоокеанский кольцевой пояс со многими ответвлениями, Альпийский пояс Европы и все пояса, связанные со срединно-океаническими хребтами. Глобальные сейсмоактивные зоны тесно связаны с полем упругих напряжений Земли. Л. М. Балакина, А. В. Введенская и др. [1972], например, показали, что по ориентации главных осей напряжений в поле упругих напряжений Земли могут быть выделены глобальные зоны, находящиеся: 1) в условиях наибольшего горизонтального сжатия (обрамление Тихого океана); 2) в условиях наибольшего горизонтального растяжения (Срединно-Атлантический хребет, Восточно-Африканский пояс и др.); 3) относительно нейтральные по напряженности континентальные и океанические плиты (рис. 53).

Срединно-океанические хребты являются важнейшими глобальными элементами Земли, достаточно ясно различимыми на ее поверхности. Они были выделены сначала как морфологические элементы океанического дна. Так, К. Риффо и К. Ле Пиншон [1979] отмечают, что Срединно-Атлантический хребет обнаружен впервые в 1850 г. и назывался сначала Телеграфным плато, поскольку его обнаружили суда, прокладывавшие в Атлантическом океане подводный кабель.

Уже после первых сейсмических измерений в 1947 г. М. Юингом было установлено, что мощность осадочного слоя в центральных частях океанов над хребтами редко превышает 1 км и что слой этот весьма тонок или вообще отсутствует на срединном хребте Атлантики. На приуроченность узкого непрерывного сейсмического пояса к оси океанов первым

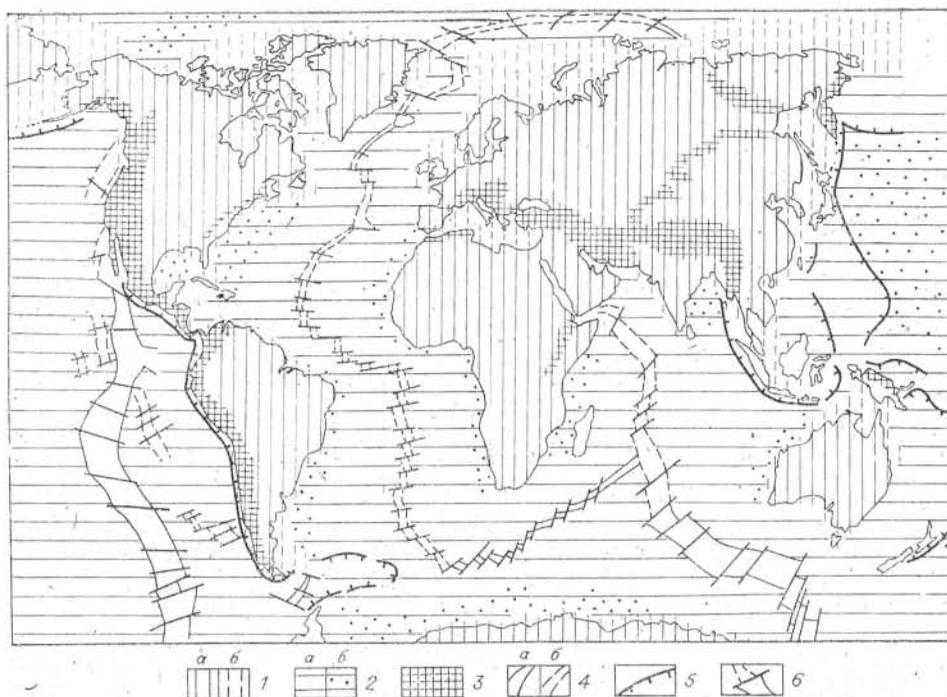


Рис. 53. Схема глобальной тектонической зональности Земли. Составлена В. П. Волковой и О. А. Вотухом по Тектонической карте мира [1984].

1 — континентальные плиты (а) и их продолжение на шельфе (б); 2 — океанические плиты (а) и их наиболее древние части, прилегающие к континентам (б); 3 — кайнозойские складчатые пояса; 4 — срединно-океанические хребты с рифтовыми зонами (а) и без рифтовых зон (б); 5 — зоны Бенюфа и субокеанические окраины складчатых поясов; 6 — трансформные разломы и желоба.

обратил внимание французский сейсмолог Ж.-П. Роте, который в 1953 г. на научном конгрессе в Лондоне охарактеризовал «линию» повышенной сейсмичности, пересекающую по самому центру Атлантический океан с юга на север.

Морфология срединно-океанических хребтов и особенности их строения описаны во многих работах [Океанология, 1979]. Профиль многих хребтов характеризуется шириной порядка 1000—2000 км, сравнительно пологими внешними склонами и наличием в большинстве случаев продольных рифтовых долин и поперечных трансформных разломов. Рифтовые долины, однако, отсутствуют в Восточно-Тихоокеанском хребте и отсутствуют или слабее выражены в других участках мировой системы (см. рис. 53). Здесь наблюдаются только трансформные разломы. Среди них имеются так называемые магистральные разломы, которые пересекают не только срединные хребты, но и соседние с ними океанические и континентальные плиты. В поперечных разломах отмечаются также надвиги и раздвиговые смещения с образованием трансформных желобов.

Произведенные по инициативе Э. Булларда первые измерения тепловых потоков на океаническом дне показали, что осевая зона хребтов является чрезвычайно «горячей». Дж. и М. Юинги сейсмическими методами зарегистрировали, что глубинное строение хребтов отличается от нормы и объяснили это подъемом «конвективных потоков» на оси хребта. Это их открытие тоже подтверждало, что срединно-океанические хребты и расположенные на них рифты являются активными глобальными зонами Земли.

Глубина расположения гипоцентров землетрясений в хребтах оценивается в 10-км. Лишь для отдельных случаев в хребтах Индийского океана отмечены несколько большие глубины сейсмических очагов (10—40 км).

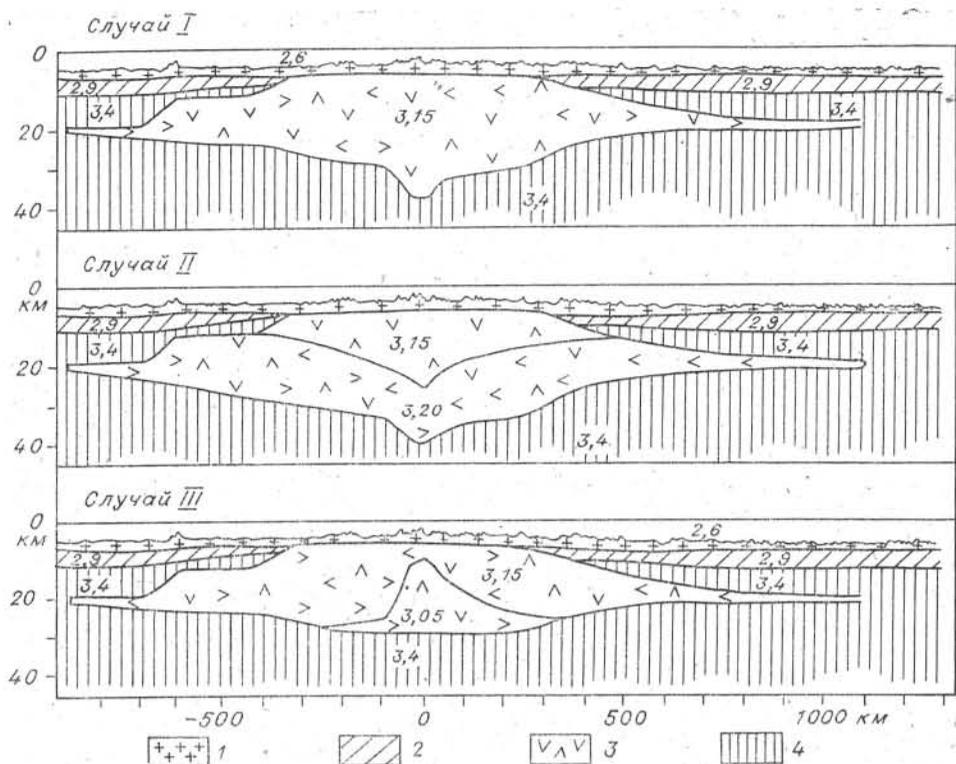


Рис. 54. Модели разрезов срединно-океанических хребтов, построенные по гравиметрическим и сейсмическим данным (Talwani e. a., 1965 г., из работы Ж. Уэрзела [1969]).

1 — фундамент; 2 — океанический слой; 3 — измененная мантия; 4 — мантия.

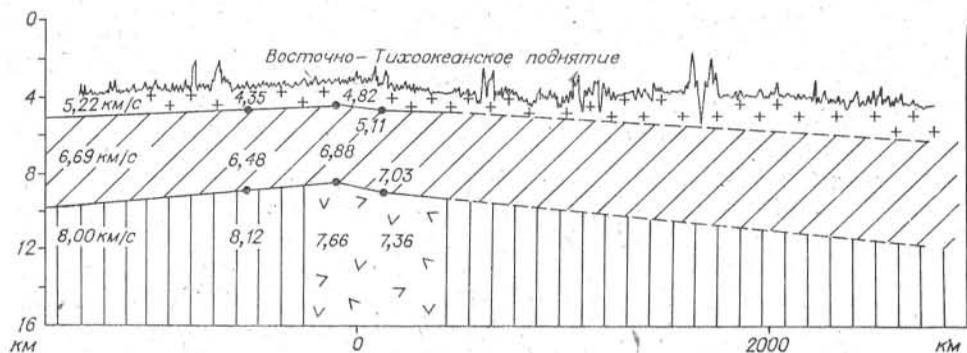


Рис. 55. Структурный разрез Восточно-Тихоокеанского поднятия, построенный по данным сейсмических измерений и кривым аномалий силы тяжести (Talwani e. a., 1965 г.; сейсмические данные по Рейту, 1956 г., Менарду, 1960 г., из работы Ж. Уэрзела [1969]). Усл. обозн. см. на рис. 54.

Срединно-океанические хребты — это мощные зоны тепловой разгрузки, на которые падает более половины (60%) суммарных тепловых потерь Земли. Тепловые потоки здесь имеют высокие значения, составляющие 2—4 мккал/(см²·с), т. е. 2—4 ед. теплового потока (ЕТП). Разуплотнение мантии, отмечаемое под гребнями хребтов, обычно связывается с этими потоками тепла. Считается, что мантия под срединно-океаническими хребтами разуплотнена именно в результате ее разогрева.

В гравиметрическом отношении срединно-океанические хребты характеризуются небольшим увеличением положительных аномалий в свободном воздухе по сравнению с абиссальными равнинами океанов (20—40 мгал), тогда как аномалии в редукции Буге сильно уменьшены (до

130 мгал). Сколько-нибудь заметных изостатических аномалий здесь, как правило, не отмечается, хотя они должны были бы наблюдаться, если бы эти хребты были простыми поднятиями океанической коры. Такая картина хорошо согласуется с наличием разуплотненной мантии и коры в зонах срединных хребтов (рис. 54).

Кора сложена преимущественно лавовыми потоками и покровами, а также молодыми дайками и силлами. Низкие значения сейсмических скоростей в коре связаны с ее разогретым состоянием, а также с пористостью и трещиноватостью.

О составе третьего, наиболее мощного, слоя океанической коры существуют разные суждения. По Г. Хессу (1960-е годы), этот слой состоит из серпентинизированного перидотита и является гидратизированной корочкой мантии. Согласно другим моделям, третий слой состоит из габброидов с варьирующими добавками серпентинита.

Вулканические породы срединных хребтов океана почти исключительно представлены базальтами и их полнокристаллическими аналогами — долеритами. Вполне возможно, что под срединно-океаническими хребтами находятся мощные «корово-мантийные смеси», которые образуются за счет продолжающихся в настоящее время процессов дифференциации вещества верхней мантии. На моделях разрезов срединно-океанических хребтов, построенных по гравиметрическим и сейсмическим данным (рис. 54, 55), мощности таких измененных слоев верхней мантии оцениваются в 20—30 км.

Б. Хизен на основе изучения дна Атлантического океана убедился в том, что структура океанических плит этого океана очень проста и на редкость симметрична по отношению к рифтовой зоне срединно-океанического хребта. Б. Хизен предложил простую (и по этой причине легко доказуемую или опровергаемую) схему: дно океана в океанических плитах должно быть тем древнее и соответственно мощнее, чем дальше от рифта срединно-океанического хребта оно отстоит.

М. Юинг и Ф. Пресс пришли к выводу, что все океанические бассейны имеют один и тот же тип строения земной коры и мантии, что на планете существуют только два основных типа твердой земной коры — океанический и континентальный, по которым мы различаем теперь океанические и континентальные глобальные плиты.

Понятие **глобальные плиты** ввел канадец Д. Вильсон, который показал, что преобразование земной коры на планете происходит не повсеместно, а в зонах, составляющих систему подвижных поясов, разделяющих всю поверхность Земли на жесткие плиты. Еще в 1940-х годах голландский геофизик Ф. Венинг-Мейнс определил, что в океанах сила тяжести находится в пределах нормы. Тем самым он фактически доказал, что океанические плиты по составу и слоистой структуре коренным образом отличаются от континентальных. Ему же принадлежит открытие значительных аномалий силы тяжести в зонах глубоководных желобов, окаймляющих Тихий океан. Ф. Венинг-Мейнсу представлялось, что эти аномалии можно объяснить только наличием нисходящих ветвей конвективных потоков магмы, идущих от океана под континент, на которые указывал еще О. Фишер.

В 1972 г. теоретически было показано, что толщина океанических плит по мере удаления от срединно-океанических хребтов должна закономерно возрастать [Океанология, 1979; Parker, Oldenburg, 1973]. Т. Йоши [Yoshii, 1975] подтвердил эту зависимость по данным сейсмологических наблюдений и магнитотеллурических зондирований. Согласно этим теоретическим расчетам, мощность океанической плиты определяется глубиной залегания «поверхности солидуса», которая увеличивается по мере удаления от гребней срединно-океанических хребтов в сторону континентов: наибольшая мощность океанической литосферы (80—90 км) приурочена к окраинам океанов.

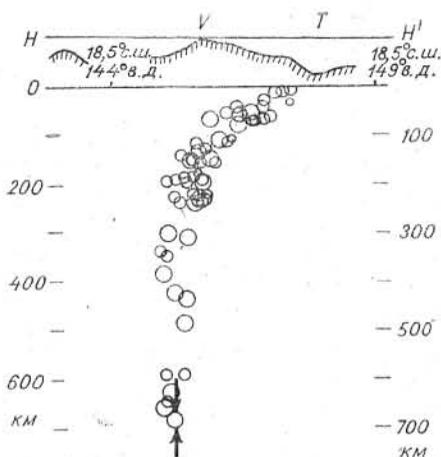
Опираясь на принципиальные различия в послыном составе континентальных и океанических плит, ученые достаточно просто объясняют ра-

венство тепловых потоков, неожиданно обнаруженное в пределах континентальных и океанических плит, расположенных по обе стороны от разделяющих их подвижных поясов, и срединно-океанических хребтов, в пределах которых величина теплового потока Земли заметно возрастает. Равенство тепловых потоков в разных по своему составу глобальных зонах оболочки объясняется прежде всего концентрацией радиоактивных элементов под поверхностью материков в земной коре и рассредоточением этих элементов по всему разрезу мантии под океаническими плитами. Повышенные значения тепловых потоков, отмечаемые в срединно-океанических хребтах, с указанных позиций также могут рассматриваться как свидетельство существенно иного геохимического состава верхней мантии под этими глобальными зонами. Таким образом, разные тепловые потоки глобальных зон Земли, скорее всего, связаны с латеральной геохимической зональностью, которая в разных геосферах земной оболочки проявляется по-разному, а на поверхности фиксируется в интегральных (общих для всех геосфер) величинах теплового потока.

В континентах намечается определенная зависимость величины теплового потока от латеральной структурной дифференцированности земной коры, от структуры и состава подстилающей ее геосферы *B*, в частности от наличия в ней слоев с пониженными скоростями прохождения сейсмических волн. Так, под древними платформами, которые выступают обычно как центральные ядра континентов, тепловой поток равен $0,9 \cdot 10^{-6}$ кал/(см²·с) для щитов и $1,1 \cdot 10^{-6}$ кал/(см²·с) для других областей платформы, т. е. он может быть здесь принят за единицу интенсивности [Белоусов В. В., 1976]. В складчатых поясах по обрамлению континентов интенсивность теплового потока в среднем возрастает до 1,8—2,0 и более, достигая в отдельных зонах современного вулканизма максимально высоких значений и относительной интенсивности (3,6). В океанических плитах (котловинах) тепловой поток снова снижается до значений 1,1—1,2 в принятых единицах относительной интенсивности. Самые высокие тепловые потоки здесь отмечаются в срединно-океанических хребтах, в пределах которых максимальные значения в нескольких точках достигают интенсивности 8,0. Такая глобальная структура теплового потока земной поверхности решительно не согласуется с хорошо известным фактом направленного изменения состава земной коры по мере движения от центра континентов к океаническим впадинам и срединно-океаническим хребтам. В континентальных зонах Земли значительная часть теплового потока, по-видимому, генерируется континентальной корой — ее мощными базальтовым, гранитным и осадочным слоями. Общая величина теплового потока здесь, очевидно, уравнивается с таковой в однотипных океанических зонах за счет каких-то компенсирующих латеральных изменений в послойном составе и структуре более глубоких геосфер верхней мантии, в первую очередь — в геосфере *B*. Проведенный В. В. Белоусовым подсчет той доли теплового потока, которая должна генерироваться континентальной земной корой древних платформ (за счет большой мощности и повышенного содержания радиоактивных элементов), свидетельствует, что она создает здесь примерно половину общей величины реально наблюдаемого потока тепла. Тепловой поток над внутриконтинентальными платформами и складчатыми поясами, следовательно, увеличивается почти вдвое за счет «фона», создаваемого континентальной земной корой. Над океанами отмечается обратная картина: понижение теплового «фона» коры, но повышение мантийной доли теплового потока. Согласно этим расчетам В. В. Белоусова [1976], прогревание мантии должно быть под океанами сильнее. В земной коре по тем же причинам должна наблюдаться противоположная ситуация: кора должна быть более разогретой над континентальными зонами и менее — над океаническими.

Сопоставление скоростных разрезов Земли [Anderson, 1967; Магницкий, 1968] свидетельствует о том, что под континентальными плитами слой низких скоростей лежит на наибольшей глубине. Они здесь слабее всего выражены, а местами, возможно, даже полностью отсутствуют.

Рис. 56. Разрез земной коры и верхней мантии в зоне Марианской дуги в западной части Тихого океана [по Л. Сайксу, 1975]. Кружками обозначены очаги землетрясений; Т — желоб, V — зона современного вулканизма. Сходящиеся стрелки указывают на направление оси сжатия по данным о механизме землетрясений [по Katsumata, Sykes, 1969].



Под современными глобальными складчатыми поясами, в которых зональная плавка сейчас осуществляется в самых верхах мантии, слои пониженных скоростей находятся сравнительно выше, практически прямо под земной корой и даже в ней самой (Тянь-Шань, Курило-Камчатская и другие области).

Глобальные складчатые (подвижные) пояса с самого начала их обособления в структурном плане противопоставлялись, с одной стороны, континентальным плитам, или материкам в геологическом смысле этого слова, а с другой — огромным океаническим впадинам — океаническим плитам.

Складчатые пояса, расположенные по периферии океанов, включают в себя: островные дуги и глубоководные желоба, под которыми, как правило, находятся глубокие сейсмофокальные зоны Земли, называемые либо зонами Вадати, либо зонами Вадати — Беньофа, либо зонами Заварицкого — Беньофа. Эти зоны в 1930-х годах изучались С. Вадати; в 1940-х годах наличие таких зон под многими островными дугами океанических окраин предсказывал А. Н. Заварицкий. Но детально они были изучены в 1950-х годах Г. Беньофом, который показал их важную роль в глобальной структуре Земли [Беньоф, 1957; Океанология, 1979; Горан, 1984; и др.].

Определение координат очагов землетрясений в островных дугах по обрамлению океанов дает ясные представления о геометрии континентальных и океанических сегментов до глубин 720 км. Исследованиями такого

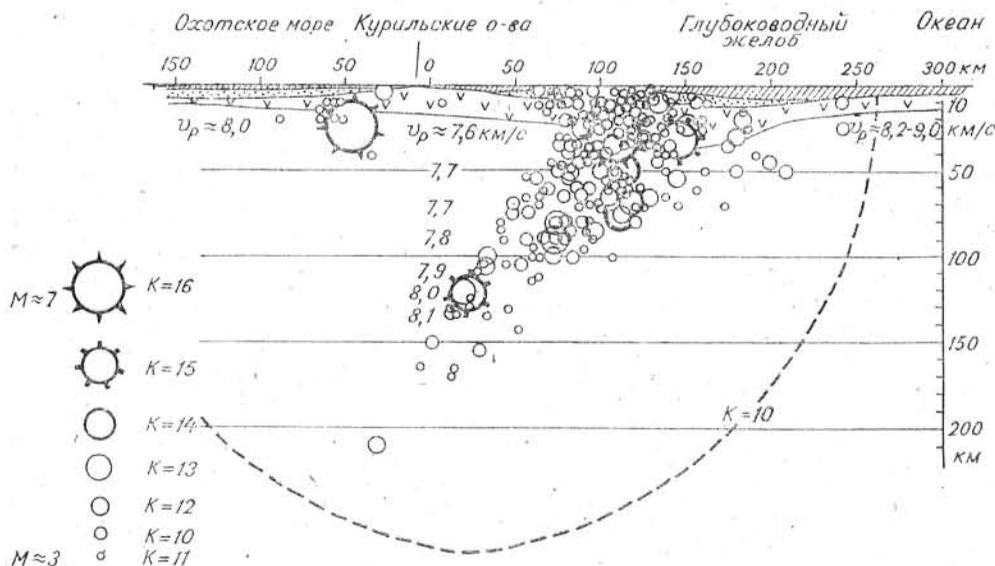


Рис. 57. Разрез земной коры и верхней мантии в зоне южной оконечности Курильской дуги с указанием энергии землетрясений (М и К) и найденных значений скорости продольных волн (v_p) [по Федотову, 1965].

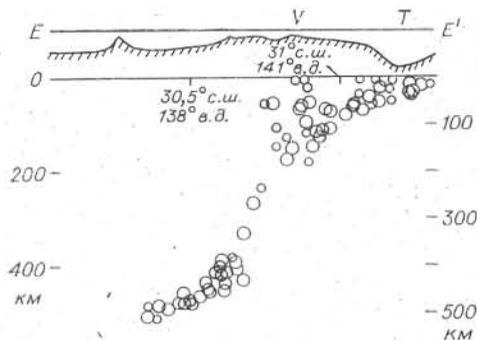


Рис. 58. Разрез земной коры и верхней мантии в зоне Идзу-Бонинской островной дуги в западной части Тихого океана [по Сайкеу, 1975].

рода установлено, что очаги глубоководных землетрясений сосредоточены в сравнительно тонких (мощностью в несколько десятков километров) зонах земной оболочки, резко заглубляющихся под края континентальных или океанических сегментов мантии (рис. 56). Эти данные укрепили геологов во мнении, что сегменты оболочки не являются только коровыми структурами, а имеют глубокие корни в мантии, т. е. являются крупными глобальными неоднородностями земной коры и мантии одновременно. Зоны эти рассматриваются обычно как сверхглубинные надвиги коры и верхней мантии материков на кору и верхнюю мантию океанов, т. е. как мантийные надвиги, по которым континентальные сегменты земной оболочки надвинуты на сегменты океанические: Так понимал глубокие фокальные зоны Г. Беньоф [1957]. Зоны эти проходят между гравитационным максимумом и минимумом (отрицательные значения — в желобе) и имеют наклон от аномалии отрицательной в сторону аномалии положительной. Здесь же наблюдаются нарушения изобарии под корой. Г. Шгилле [1964] тоже считал, что глубокие впадины желобов, резкие нарушения изостазии, современный вулканизм и глубоководные землетрясения в указанных зонах связаны с основным процессом — надвигом на обширный блок Тихого океана окружающих континентальных блоков, в котором точным отражением наиболее молодых тектонических процессов служат изобаты крупной надвиговой поверхности.

По глубине гипоцентров землетрясений зоны Беньофа разделяются на две группы. В первой группе этих зон (Алеутская, Южно-Китайская) максимальные глубины сейсмических очагов определяются в 300 км и менее. Во второй группе (Курильская, Марианская, Тонга — Кермадек, Новозеландская и большая часть Перуанско-Чилийской, или Южно-Американской, зоны) максимальные глубины сейсмических очагов достигают 700 км.

Углы наклона этих зон с глубиной увеличиваются. Обработка большого числа данных по этим очагам в обрамлении Тихого океана показала, что в верхней своей части зоны их сосредоточения наклонены полого, а в нижней (до глубины 720 км) — характеризуются более крупными углами падения. На рис. 56—58 показаны вертикальные разрезы через Марианскую, Курильскую и Идзу-Бонинскую островные дуги. Они сви-

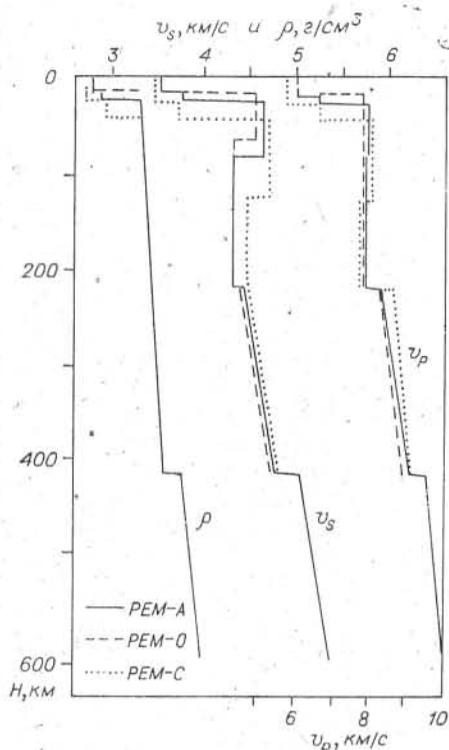


Рис. 59. Параметрические модели континентальных (PEM-C) и океанических (PEM-O) сегментов мантии. PEM-A — «средняя Земля». Для глубин > 420 км параметры для всех моделей считаются одинаковыми [Жарков, 1983].

детельствуют, что кривизна зоны сочленения может изменяться в довольно широких пределах. В Марианской дуге, которая обрамляет Индонезийский отрезок складчатого пояса, например, погружающаяся сейсмическая зона вначале падает полого (на глубинах до 80 км), а затем — почти вертикально, на глубинах от 200 до 700 км. По окраинам континентов, в частности под Курильской и Идзу-Бонинской островными дугами, сейсмически активные зоны в целом более пологие.

Глубокие сейсмофокальные зоны Земли, следовательно, имеют разную форму и характеризуются тем, что их положение в пространстве Земли сильно варьирует. Так, падение зон Тонга и Марианской изменяется по простиранию от 45 до 80°. Изменяется также мощность фокального слоя (крайний предел ее увеличения — до 100 км). Во многих глубоких фокальных зонах имеются интервалы глубин, лишенные очагов (перерывы сейсмофокального слоя, его асейсмичные отрезки).

В качестве собственно зон Беньофа в настоящее время выделяются, по сути дела, только неотектонические активизированные краевые зоны океанических и континентальных сегментов. Вместе с тем весь опыт изучения структурных элементов Земли гораздо меньшего ранга (глубинных разломов земной коры и геоструктур, рассмотренных в гл. V) показывает, что крупные дизъюнктивные структурные единицы Земли имеют весьма длительную геологическую историю. Глубинные разломы, а тем более сверхглубинные (глобальные), к которым относятся сейсмически активные зоны сочленения океанических и континентальных сегментов, за свою историю испытывают периодическую, а не постоянную активизацию. Это наводит на мысль о том, что далеко не все края глобальных сегментов, т. е. не все зоны сочленения океанов и континентов, на данном этапе активизированы. С очень большой вероятностью можно предполагать наличие каких-то глубинных краевых зон сочленения и на тех окраинах континентальных и океанических сегментов, где в настоящее время нет повышенной сейсмической активности. Это так называемые пассивные окраины атлантического типа, которые уже в начале нашего века противопоставлялись Э. Зюссом [Suess, 1909] сейсмически активным окраинам тихоокеанского типа, именуемым теперь зонами Беньофа.

ОБЩИЕ МОДЕЛИ ГЛОБАЛЬНОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМЛИ

Общими моделями считаются такие структурные модели, с помощью которых природные объекты расчленяются на составляющие их части, разнообразные свойства которых затем многопланово изучаются в разных дисциплинах. Соответственно *общая модель глобального строения Земли* должна создаваться в первую очередь по тем критериям, которые позволяют более или менее однозначно проводить границы между ее глобальными частями.

Среди параметров, которые используются в первую очередь в построении общих глобальных моделей, К. Е. Буллен [1978] называет, во-первых, имеющиеся данные о радиусе Земли, ее массе и безразмерном моменте энергии, во-вторых, результаты, полученные по записям объемных и поверхностных сейсмических волн и собственных колебаний Земли. Все другие данные относятся к третьей категории, так как они не обладают точностью сейсмических данных в решении задачи объемного расчленения недр. И только в тех случаях, когда сейсмические данные менее точны, чем обычно, любые другие параметры могут служить полезным дополнением. Специализированные по второстепенным параметрам модели должны, очевидно, разрабатываться на основе общей схемы объемного структурного расчленения планеты, построенной по наиболее фундаментальным ее параметрам. Попытки создать общую модель строения Земли на базе всего множества специализированных по разным параметрам и методам моделей путем формального приведения их с помощью ЭВМ к некоторому усредненному «общему» варианту представляются для объемно-

го расчленения Земли малоперспективными. Такие усредненные по многим параметрам модели (формально соответствующие всей совокупности имеющихся данных) хотя и выглядят иногда изящными в части их математического оформления, являются весьма далекими от реального распределения фундаментальных физических свойств в земных недрах. На нынешней стадии исследований имеется много специализированных моделей глобального строения Земли, и ученые, естественно, ставят вопрос о том, какая из них наилучшим образом может быть использована для самых общих познавательных целей.

В современной геофизике различаются, в частности, так называемые *оптимальные и стандартные модели Земли*. Оптимальными моделями называются модели, наилучшим образом удовлетворяющие всем известным данным о Земле, а стандартными — модели, представляющие собой относительно упрощенные схемы, специализированные на решении задач повседневной геофизической практики.

Задача построения оптимальной модели строения Земли считается исключительно актуальной, и над ней работает большое число исследователей. Потребность в создании общей модели Земли возникла в геофизике уже давно. Специалисты в этой области ясно осознают, что единая всемирно признанная схема объемного расчленения планеты могла бы служить основой всех наших знаний о внутреннем строении Земли, о ее глобальной структуре, представляемой в сферических координатах. Принимаемые в ней границы между глобальными структурными единицами могли бы стать «началом отсчета», по отношению к которому новые данные и результаты можно было бы представлять в упорядоченном виде, как это уже делается, например, в Международной сейсмологической сводке времен пробега волн, которые фиксируются на основе модели Джеффриса — Буллена. Отсутствие единой структурной основы (согласованного и общего для всех стандартного начала отсчета) — основная причина беспорядка в представлении сейсмологических данных о глобальных свойствах Земли. «Этот беспорядок, между прочим, — справедливо отмечал К. Е. Буллен [1978], — сильно осложняет задачу, стоящую перед авторами обзоров и книг типа этой: трудно увязать воедино все имеющиеся данные».

Общая модель строения Земли могла бы удовлетворить потребности не только глобальной сейсмологии, но и других наук — геотектоники, геофизики, геохимии, физики планет и т. п., так как она могла бы служить общей глобальной структурной основой для интеграции всех знаний, получаемых в науках о Земле.

Наличие существенных горизонтальных неоднородностей в строении земной коры и мантии, отчетливо выявившихся в последнее время, заставляет думать о том, что единая модель Земли уже в ближайшем будущем потребует серьезных уточнений из-за необходимости учитывать не только вертикальные, но и горизонтальные ее неоднородности.

Сейсмическая модель Земли Джеффриса — Буллена (см. табл. 15, 16) сферически симметрична. Она позволяет лишь в первом приближении решать интересующую нас задачу объемного расчленения Земли на такие составные части, которые отвечали бы общенаучному понятию *структура*.

Дело в том, что в таких *сферически-симметричных моделях* не учитываются крупные горизонтальные неоднородности в структуре верхних геосфер Земли, о которых говорилось ранее. К тому же, поскольку около 2/3 поверхности Земли занято океанами, а остальная часть ее континентами, в наружных геосферах проявляются четкие отклонения от сферической симметрии. В сферически-симметричных моделях невозможно достичь хорошего согласования теоретических и экспериментальных кривых, получаемых по разным трассам из-за существенного различия глубинного строения океанических и континентальных сегментов мантии (рис. 59).

По этой причине современные физические модели разрезов Земли создаются как *региональные модели мантии*, и построению общей модели

Земли предшествует как минимум построение двух региональных моделей Земли: океанической и континентальной. По такому пути, как об этом пишет В. Н. Жарков [1983], пошла в своей работе интернациональная группа сейсмологов в составе А. Дзивонского (США), А. Хейлза (Австралия) и Е. Лешвуда (Англия), которые предложили стандартные параметрические модели разрезов Земли, отражающие различие в строении океанических и континентальных сегментов Земли до глубины 420 км (главные физические параметры этих разрезов приведены на рис. 59 и в табл. 15). Так как в литературе имеются указания, что отклонения от сферической симметрии по мере приближения к внешнему ядру Земли заметно уменьшаются или даже нивелируются, то обе модели (континентального и океанического разреза оболочки) постепенно трансформируются в общую сферически-симметричную модель строения самых глубоких недр и особенно ядра Земли. Эти же данные используются и для построения стандартных физических моделей так называемой «средней Земли». В общепознавательном плане такие модели оказываются слишком идеализированными ввиду того, что мы реальную сферически-несимметричную Землю продолжаем описывать сферически-симметричными моделями, которые не выдерживают внешнего оправдания, так как не соответствуют известным фактам. «Средняя Земля» для геологов и тектонистов, интересующихся ее общим устройством, столь же мало практически привлекательна, как, например, средняя мощность земной коры, осадочного чехла платформ и т. п.

С этих позиций региональные параметрические модели континентальных и океанических сегментов целесообразно включать в общую модель строения Земли в дифференцированном, а не в «усредненном» (как это показано на рис. 59) виде. В общей схеме строения Земли должны найти отражение наблюдаемые в ее недрах и на поверхности глобальные горизонтальные неоднородности, а также все геосферы, выявленные в теле планеты сейсмическими методами. Вопрос только в том, как совместить в одном конкретном разрезе все эти противоречивые на первый взгляд факты?

Наши знания здесь, по-видимому, оказываются в такой ситуации, когда ни новые факты, ни формальная логика и математические расчеты не могут далее их развивать, и мы вынуждены в поисках решения возникшей проблемы обращаться к гипотетическим разрезам планеты, предъявляя к ним лишь одно обязательное требование: чтобы они хотя бы в качественном отношении соответствовали всему известному в данном конкретном пересечении Земли фактическому материалу. Такие конкретные модели раскрывают перед нами общую качественную картину глобальной структуры, в которую по мере поступления новых данных постоянно можно вносить необходимые поправки и дополнения. На рис. 60 представлен один из авторских вариантов общей модели строения Земли в ее разрезе по экватору, показано, как выглядит ее глобальная структура в этом пересечении, если смотреть на нее со стороны Южного полюса.

В качестве самых крупных структурных единиц здесь выступают *континентальные* (Американский, Индонезийский и Африканский) и *океанические* (Тихоокеанский, Индийский и Атлантический) *сегменты* мантии, которые, будучи тесно между собою связанными, плотным кольцом окружают ядро Земли. Каждый мантийный сегмент имеет в своем составе *геосферы* (от *A* до *D''* включительно), которые в свою очередь распадаются на отдельные отрезки — *глобальные зоны геосфер Земли* (на рис. 60 они показаны разной штриховкой). Гигантские континентальные сегменты, в центре которых на твердой поверхности Земли находятся континенты в географическом смысле этого слова и их продолжения на шельфе (на нашем рисунке это Южная Америка, Африка и Индонезия, сегменты *B* и *D'* которых заштрихованы крупной квадратной клеткой). Они отличаются от океанических сегментов прежде всего структурой глобального разреза своих недр. Глобальные зоны геосфер, находящиеся в пределах континентальных сегментов, отличаются от океанических глобальных зон не только горизонтальными изменениями основных физических

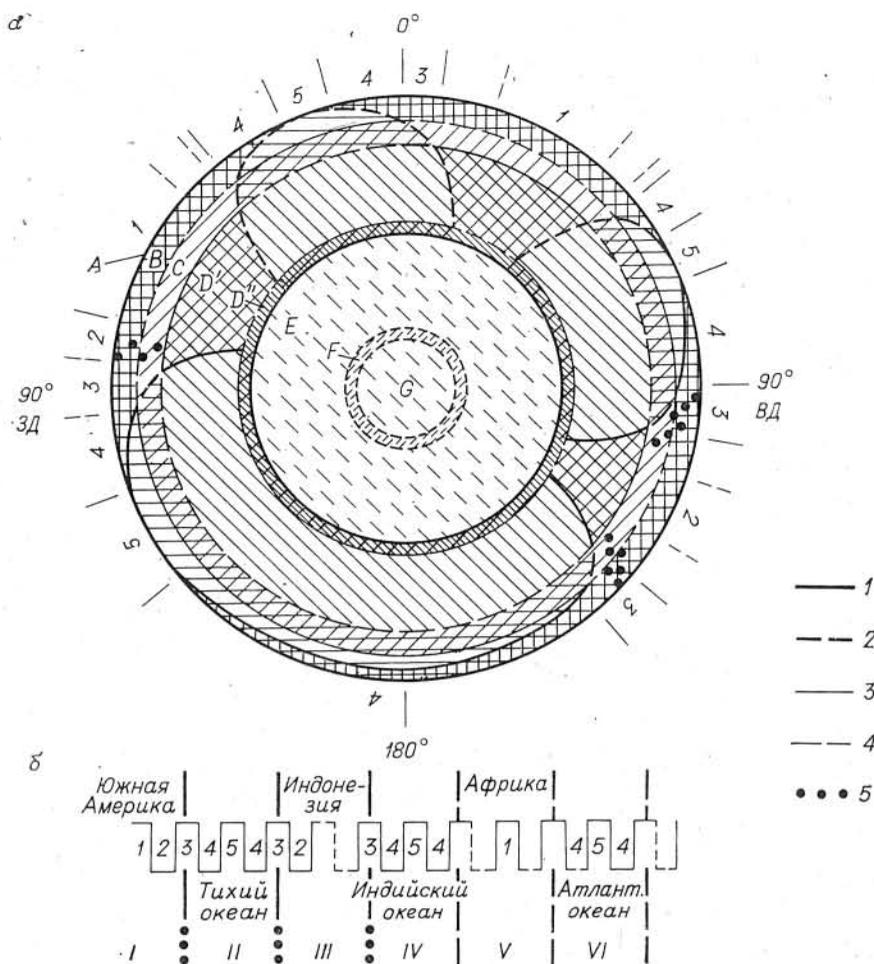


Рис. 60. Конвекционно-сферическая модель строения Земли (а) и структура экваториального пояса ее глобальных элементов (б).

1, 2 — границы сегментов планеты: 1 — резостные (тихоокеанского типа), 2 — постепенные (атлантического типа); 3, 4 — границы геосфер Земли: 3 — резостные, 4 — постепенные; 5 — неотектонические активизированные зоны. Цифрами 1—5 на рисунке обозначены глобальные зоны, морфологически выраженные на твердой поверхности Земли: 1 — континентальные плиты, 2 — складчатые пояса, 3 — зоны Бенюфа, 4 — океанические плиты, 5 — срединные океанические хребты. I—VI — сегменты планеты: I — Американский, II — Тихоокеанский, III — Индонезийский (Евразийский), IV — Индийский, V — Африканский, VI — Атлантический. Различная штриховка внутри отдельных геосфер использована для показа разного типа их строения в океанических и континентальных сегментах.

параметров, но, вероятно, и степенью структурно-вещественной дифференцированности рассматриваемых геосферных зон. В центральных частях континентальных сегментов на поверхности континентов (цифра 1 на рис. 60) она будет максимально высокой. В направлениях к срединно-океаническим хребтам (цифра 5) и в направлении к ядру Земли, т. е. по латерали и горизонтали, степень структурной гетерогенности будет постепенно в каждой следующей зоне и геосфере снижаться вплоть до атомно-молекулярного уровня. Допуская, что такое снижение степени структурной гетерогенности осуществляется одновременно как по горизонтали, так и по вертикали, по мере перехода от одних геосферных зон и геосфер к другим (1—5 и A, B, C, D', D'') мы можем достаточно четко обособить названные сегменты мантии и глобальные зоны ее геосфер на любом конкретном разрезе Земли.

Срединно-океанические хребты в таких конкретных моделях будут представляться как наиболее «раскрытые» мантийные зоны земной оболочки, в которых близко к поверхности подходят центральные части океа-

нических сегментов. Последние вместе с континентальными сегментами оболочки и ядром планеты составляют группу максимально крупных по рангу структурных элементов Земли, которые называются также частями планеты. Отмеченные выше особенности срединно-океанических хребтов, по-видимому, справедливо считаются одной из главных причин появления гипотезы спрединга — раздвигания дна океанов. Океанические и континентальные сегменты различаются не только по своему структурному положению в недрах мантии (крылья океанических сегментов, как видно на рис. 60, погружаются под континенты), но и по степени структурной гетерогенности соответствующих сегментов мантии, вещество которой в океанических сегментах всюду на планете, вероятно, дифференцировано в меньшей степени. Полный ряд глобальных зон, морфологически проявленных на твердой поверхности Земли в обрамлении Тихого океана, в данном конкретном пересечении имеет достаточно строгую последовательность (1—5 на рис. 60, см. также рис. 53). Этот ряд может рассматриваться как свидетельство структурно-унаследованного перехода континентальных сегментов, окружающих Тихий океан, в океанический тип строения мантии, находящейся под самим океаном. В разрезе Земли видна общая диссимметрия ее глобальной структуры, отмеченная ранее в работах А. Д. Архангельского, В. И. Виноградова и других [Пушаровский, 1972, 1980]. Она проявляется в неравномерном распределении на поверхности Земли континентальных и океанических сегментов. Тихоокеанское полушарие противопоставляется другому, более «континентальному», полушарию, где есть несколько континентальных и океанических сегментов и сосредоточены почти все континенты. Глобальная структурная зональность земной коры и история ее формирования на периферии Тихого океана позволяют делать вывод об общей асимметрии мантии и о том, что вообще существование этого океана может быть обусловлено изначально неоднородным строением верхних оболочек Земли. Определенная диссимметрия наблюдается также между северной, занятой океаном, и южной, занятой материком, полярными областями Земли. Морфология глобальных сегментов Земли, окружающих плотным кольцом ее ядро, в общих чертах напоминает форму конвективных ячеек. В ней отражены не только вертикальные, но и все известные горизонтальные неоднородности в структуре Земли. Поэтому модели рассматриваемого типа в отличие от сферически-симметричных моделей (С-моделей), показанных на рис. 44, 45 и 59, относятся к типу *конвективно-сферических моделей строения Земли* (КС-моделей). Представления о наличии глобальных конвективных течений и соответственно конвективных структур в мантии весьма распространены. С их помощью иногда пытаются даже объяснить механизм движения глобальных плит. В подкорковых течениях в таких случаях видят наиболее вероятную движущую силу предполагаемого расширения дна океанов и сопутствующих ему явлений. Однако эта «динамическая» сторона гипотезы тепловых конвективных течений встречает наиболее серьезные возражения. Во многих работах показано, что концепция простых тепловых конвективных течений в значительной степени остается умозрительной. Она не находит ни теоретического обоснования, ни подтверждения прямыми наблюдениями строения конкретных разрезов оболочки. Косвенные доводы, которые приводятся в ее пользу (максимум теплового потока в рифтовых зонах океана и определения по гравитационным аномалиям со спутников фигуры геоида), говорят лишь о наличии в недрах Земли под океанами крупных структурных неоднородностей, которые только по форме близки к «конвективным ячейкам». Простые конвективные течения, гравитационные или тепловые, идущие прямо от ядра к дневной поверхности, скорее всего в них невозможны. Этому препятствует слоистая структура «конвективных ячеек» (континентальных и океанических сегментов мантии), обусловленная разделением их вертикального разреза на зоны разной плотности и вязкости, разного минерального и, возможно, химического состава.

СОВРЕМЕННЫЕ ТЕОРИИ ГЛОБАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМЛИ

Вопросы общей геологической эволюции Земли рассматриваются в теориях, которые принято называть *глобальными геотектоническими теориями*, или теориями глобального тектогенеза Земли. Такого типа теории создаются на базе эмпирических фактов и проверяются в конечном итоге снова на соответствие фактическому материалу исследований, проводимых в области региональной тектоники и геофизики, геохимии и других наук о Земле. В отличие от других, так называемых «неисторических», интересующие нас теории представляются в форме научного рассказа о геологическом прошлом Земли. Соответственно они характеризуются большой степенью своей неопределенности, обусловленной повышенным дефицитом достоверно проверяемой информации за счет того, что невозможно вернуть время прошедших событий. Эмпирические факты в таких концепциях выстраиваются в общую теоретическую систему с помощью гипотез, которые могут считаться лишь более или менее правдоподобными утверждениями и которые даже в принципе иногда не могут быть однозначно доказанными. В результате по проблемам, связанным с геологической эволюцией Земли, в нашей науке имеется не одна какая-нибудь теория, а *несколько вариантов конкурирующих между собой теоретических концепций*. В каждом из них для решения одной и той же проблемы используются зачастую альтернативные, на первый взгляд совершенно несовместимые гипотезы. На самом деле альтернативные гипотезы (гипотезы сжатия и растяжения, опусканий и поднятий и т. п.) обычно отражают противоположные стороны сложного процесса структурной эволюции нашей планеты. Они фактически дополняют, а не опровергают друг друга.

Было высказано очень много различных гипотез относительно того, в каком направлении идет структурное развитие земной поверхности, коры и всей планеты в целом. Почти все опубликованные до 1970 г. геотектонические гипотезы и старые теории упомянуты в специально посвященной этому вопросу книге Л. А. Пухлякова [1970], а некоторые из них рассмотрены также в монографиях В. В. Белоусова [1976], В. Е. Хаина [1973а], Ю. А. Косыгина [1983] и др. В современные теории вошли лишь некоторые идеи старых гипотез, причем в весьма преобразованном виде.

Новейшие геотектонические теории по их целевому назначению, а также по признаку общности гипотез и идей, положенных в их основу, могут быть разделены на несколько крупных классов и групп (табл. 19).

В наше время практически невозможно создать достаточно ясное и удовлетворяющее современному уровню развития науки представление о глобальной геологической эволюции Земли, не прибегая к междисциплинарной интеграции знаний. Весь опыт наук о Земле достаточно ясно показывает, что такая интеграция вполне возможна и уже начала осуществляться на базе единой структурной основы, представленной фундаментальными структурными единицами Земли, которые так или иначе рассматриваются во всех без исключения классах глобальных геотектонических теорий (см. рис. 1, табл. 3, 19).

Глобальные геотектонические теории включают в себя: 1) эмпирические и теоретические знания о структурной делимости Земли на составляющие части, о ее глобальных элементах и структуре, которую эти элементы образуют; 2) палеотектонические данные о том, как изменяется глобальная структура Земли с течением геологического времени, как перемещаются, мигрируют и изменяют свое положение в сферических координатах Земли ее глобальные неоднородности; 3) теорию физико-химических процессов, происходящих в недрах Земли и являющихся основным источником вещества и энергии. Легко заметить, что первая группа теорий представляет собой *статику* в классическом смысле этого слова, вторая — *кинематику*, а третья — *динамику* (геодинамику). Соответственно частные теории глобального тектогенеза Земли разделяются на три крупных

Основные разновидности современных глобальных геотектонических теорий

Класс теорий	Главные группы теоретических концепций	Примеры (литература)	Рассматриваемые в них структурные единицы Земли
А Структурные (статические)	1. Сферические модели строения Земли С-модели	К. Е. Буллен, 1978	<i>Геосферы</i> (зоны) Земли, ее ядро и мантия (табл. 15—17)
	2. Конвективно-сферические модели строения Земли КС-модели	Гл. VI данной книги	<i>Глобальные зоны геосфер, геосферы и сегменты планеты</i> (рис. 53, 60, табл. 3)
В Кинематические (палеотектонические реконструкции Земли)	3. Горизонтального мобилизма: новая глобальная тектоника плит	К. Ле Пшон, Ж. Франшто, К. Бонин, 1977	Литосферные плиты, астеносферный слой, мантия, ядро
	4. Поливекторного мобилизма: теории и гипотезы пульсационного расширения и сжатия глобальных зон Земли	Е. Е. Милановский, 1982, 1984; П. Н. Кропоткин, 1973	<i>Глобальные зоны, геосферы и сегменты Земли</i> (рис. 53, 60, табл. 3)
С Физико-химические (геодинамические)	5. Физико-химической переработки первичного планетного вещества	В. Кесарев, 1976; В. Н. Ларин, 1980	Реакционные зоны, геохимические оболочки Земли, ее <i>геосферы</i> и ядро
	6. Конвективных движений вещества в мантии: термоконвекция, химико-плотностная, двухмасштабная и другие конвекции	В. П. Мясников, В. Е. Фадеев, 1980; D. P. McKenzie e. a., 1974; F. M. Richter, 1973; Океанология, 1979	<i>Ядро, мантия, земная кора</i> (литосфера)
	7. Гравитационной дифференциации Земли	Е. В. Артюшков, 1979	<i>Ядро, нижняя и верхняя мантия, каналы мантии, литосфера</i>
	8. Термодинамических фазовых превращений в мантии	В. Л. Барсуков, В. С. Урусов, 1983; Киргинский В. А., 1977	<i>Ядро, нижняя и верхняя мантия</i>
D Общая теория строения и развития Земли	Статика, кинематика и геодинамика Земли (A + B + C), совместно рассмотренные в одной теории	—	—

Примечание. Курсивом выделены фундаментальные структурные единицы Земли.

класса: структурные, кинематические и физико-химические (A, B и C в табл. 19).

Кинематические и физико-химические (геодинамические) теории опираются прежде всего на данные о современном строении, составе и физических свойствах земных недр. И чем точнее эти данные, тем более обоснованными считаются конкретные теории названных классов. Отсюда вытекает обязательное требование взаимного согласования теорий, относя-

щихся к разным классам: Земля представляет собой единую природную систему, элементы которой взаимосвязаны. Поэтому в общих геотектонических теориях в идеале должны присутствовать все главные аспекты частных теорий — статический структурный анализ, палеотектонические реконструкции и физико-химические модели, т. е. статика, кинематика и геодинамика.

У геологов существует достаточно обоснованная уверенность в том, что внутреннее развитие Земли происходит в основном за счет собственно земных источников вещества и энергии, имеющей глубинное физико-химическое происхождение, — тепловой, гравитационной и радиогенной. Но время проявления решительных структурных перестроек и важнейших событий в ее геологической и геохимической жизни, возможно, каким-то образом связано также с изменениями структурной позиции Земли в галактическом пространстве, а также с событиями, периодически происходящими в космосе.

Статические модели и теории современного строения нашей планеты создаются в основном в рамках физики Земли и смежных с нею дисциплин. Их мы рассмотрели.

Физико-химические (собственно *геодинамические*) теории являются главным предметом глобальной геофизики, геохимии и петрологии, откуда поступают экспериментальные и теоретические данные, лежащие в основе этих теорий.

Палеотектонические реконструкции, относящиеся к кинематическим глобальным теориям, традиционно развиваются главным образом в рамках геотектоники. Здесь мы рассмотрим структурную основу двух различных групп кинематических теорий, конкурирующих в настоящее время между собою.

Группа теорий горизонтального мобилизма: горизонтального перемещения континентов и литосферных плит. К ним отнесены все кинематические теории, созданные на базе гипотез горизонтального перемещения (дрейфа, плавания или скольжения как по эскалатору) глобальных пластин.

Гипотезы о крупномасштабных горизонтальных перемещениях континентов, как и идей о миграции континентальных и океанических зон по поверхности Земли, были сформулированы еще в конце прошлого века.

Первые мысли в этом направлении появились, очевидно, еще раньше, — как только стали известными очертания восточных и западных берегов Атлантического океана, «раздвижение» которых объяснялось тогда и объясняется до сих пор в равной мере с точки зрения как теорий горизонтального мобилизма, так и теорий, признающих расширение Земли. В 1877 г. была опубликована, например, книга Е. В. Быханова, в которой сходство берегов Атлантики объяснялось тем, что материк, существовавший на месте океана (факт существования в геологическом прошлом материков на месте современных океанов уже тогда признавался геологами), отодвинулся к западу за счет расширения Земли в этой зоне.

Идея о больших горизонтальных перемещениях континентов, представляемых в виде глобальных плит, впервые наиболее четко сформулирована в 1912 г. А. Вегенером [1923], который затем разработал на ее основе свою теорию дрейфа континентальных массивов. Поэтому его вполне обоснованно считают родоначальником идеи горизонтального смещения глобальных плит и автором первой концепции горизонтального мобилизма, которую теперь называют *старой глобальной тектоникой плит*.

В последнем издании своей книги он справедливо отметил приближение его взглядов к воззрениям других авторов, которые до него также высказывали различные соображения о крупных горизонтальных смещениях материков друг относительно друга: К. Ф. Леффенгольц фон Кольберг (1886 г.), Д. Крейхгауэр (1902 г.), Г. Веттштейн (1880 г.), Пикеринг (1907 г.), Ф. Тейлор (1910 г.).

Идея горизонтального перемещения материков, ставшая позже основой для создания теории дрейфа континентов, появилась у А. Вегенера в

1910 г. «под непосредственным впечатлением параллелизма атлантических берегов». Идея была необычна, и теория по своей структурной основе тоже существенно отличалась от других концепций. В теории А. Вегенера изолированно «дрейфовали» объекты, которые в других кинематических схемах в таком объеме не выделялись. Главное в структурных построениях А. Вегенера — это значительная горизонтальная мобильность «материковых глыб», толщина которых равна приблизительно 100 км и которые плавают в массе иного состава и выступают из нее примерно на 5 км. Эта структурная основа теории оказалась наиболее слабым ее звеном. Старая теория глобальной тектоники плит в свое время отличалась исключительной формально-логической стройностью и большой идейной новизной. Этими своими качествами она на долгие годы привлекла к себе внимание читателей: новое, простое и понятное всегда быстро становится популярным. Вероятно, поэтому ее научная несостоятельность была обнаружена и признана абсолютным большинством геологов только к 1940-м годам, хотя с самого начала против старой теории горизонтального мобилизма решительно выступали многие крупные ученые. Известный французский геолог Термье в 1925 г., в частности, говорил об идеях А. Вегенера как о прекрасной мечте истинного поэта, которой мы пытаемся овладеть, но убеждаемся, что ловим всего-навсего туман и дым. Геофизикам того времени гипотеза А. Вегенера также представлялась абсолютно бесперспективной. Патриарх глобальной геофизики Г. Джеффрис, например, считал, что эта гипотеза является объяснением, которое ничего не объясняет из того, что мы, геофизики, хотим объяснить [Риффо, Ле Пишон, 1979, с. 40—41].

Старая теория горизонтального мобилизма была опровергнута потому, что ее структурная основа не соответствовала известным эмпирическим фактам, относящимся к строению внешних геосфер Земли. Она не выдержала контроля на «внешнее оправдание». Одними только логическими рассуждениями теории ретросказательного типа, в которых рассматриваются геологические события, охватывающие десятки и сотни миллионов лет, опровергнуть практически невозможно. Любые пробелы в цепи логических рассуждений здесь легко ликвидируются введением еще одной дополнительной гипотезы, общее число которых в теориях данного типа всегда остается неограниченным. Только тот факт, что структурные элементы, которыми оперировал в своих кинематических схемах А. Вегенер (это были воображаемые им «сиалические континентальные глыбы», дрейфовавшие подобно айсбергам в «симатических океанах» базальтоидного состава), на самом деле в природе не существуют, оказался решающим для отказа от этой гипотезы.

В новой теории горизонтального мобилизма роль той поверхности, по которой могли бы смещаться глобальные объекты, отведена зоне пониженных скоростей — так называемой астеносфере, по которой якобы двигаются на этот раз уже не континентальные глыбы, а литосферные плиты. По своей структурной основе новая теория горизонтального мобилизма не имеет ничего общего с теорией дрейфа материков А. Вегенера. Они относятся к одной и той же группе гипотез лишь на основе общности идеи о том, что на поверхности Земли происходят крупномасштабные горизонтальные перемещения огромных «твердых» пластин.

Новая теория горизонтального мобилизма в явном виде оформилась в конце 1960-х годов. Б. Айзекс, Дж. Оливер и Л. Сайкс в 1968 г. впервые сформулировали ее под названием *новая глобальная тектоника плит*. Сейчас мы имеем фактически уже целое семейство таких теорий, которые ввиду их нечеткой различимости объединяются в одну группу, чаще всего обозначаемую общим термином *новая глобальная тектоника литосферных плит*. Теориям и гипотезам, объединенным под этим общим названием, посвящена обширная литература (1866 названий на 1976 г. по Ч. Б. Борукаеву и Д. Х. Гик [1982]). После этого опубликованы монографии, где рассматриваются конкретные варианты теории литосферных плит [Ле Пишон и др., 1977; Океанология, 1979; Зоненшайн, Савостин,

1979; Риффо, Ле Пишон, 1979; Ушаков, Ясаманов, 1984; и др.]. Здесь мы имеем возможность рассмотреть лишь структурную основу теории литосферных плит и некоторые в них используемые гипотезы. О какой-то единой структурной основе, общей для всех конкретных теоретических конструкций, говорить в данном случае не приходится, так как даже общее число литосферных плит (главных структурных единиц данной теории) у разных авторов изменяется от 6 до 20. Некоторый разнобой наблюдается также и в гипотезах, которые в этих теориях используются. В итоге все то, что называется сейчас теорией новой глобальной тектоники плит, представляет собой некоторый теоретический синтез многих гипотез, высказанных разными авторами в 1960—1970 гг.

В формально-логическом плане они представлены системой однозначно недоказуемых предположений, связанных между собою цепью весьма изящных в своей простоте логических рассуждений. По-видимому, эта покоряющая простота и совершенство внутренней логики новой теории горизонтального мобилизма позволяют некоторым ученым считать, что теория тектоники плит в настоящее время является единственной подлинно научной теорией, на которую следует опираться при проведении любых исследований в области наук о Земле, что возможность альтернативной теории или гипотезы практически исключена [Зоненшайн, Савостин, 1979, с. 293]. Однако следует иметь в виду, что формально-логический каркас этой теории построен на базе однозначно недоказуемых гипотез. Она, как заметил Ю. А. Косыгин [1983, с. 489], «целиком основана на гипотезах и не может не быть спорной». История становления новой глобальной тектоники плит — это, по сути дела, история появления составляющих ее гипотез, подробно рассмотренных Ле Пишоном и др. [1977]. Назовем лишь некоторые из них.

Важной идеей на пути к новой глобальной тектонике плит была гипотеза *спрединга* — раздвигания океанического дна в обе стороны от срединно-океанических хребтов. Гипотеза была выдвинута Г. Хессом в 1960 г. К этому времени работами Б. Хизена и других было установлено, что структура дна Атлантического океана очень проста и на редкость симметрична по отношению к рифтовой зоне срединного хребта, и была принята простая схема строения океанов: их дно должно быть тем древнее, чем дальше от рифта срединно-океанического хребта она отстоит. Г. Хесс был согласен с Б. Хизеном в том, что рифт срединно-океанического хребта представляет собой место образования новой океанической коры, но отвергал гипотезу расширения планеты и поэтому предложил новую кинематическую схему, согласно которой все происходит так, как если бы дно океанов перемещалось в обе стороны от рифта по гигантскому подвижному «эскалатору», поднимающемуся из мантии в центральной части срединных хребтов и снова погружающемуся в мантию в океанических желобах — в зонах Бенъофа (см. рис. 53).

Как отмечают К. Риффо и К. Ле Пишон [1979, с. 57], Г. Хесс с присущей ему скромностью говорил о своей гипотезе как об «эссе из области геоэзии». «И надо признать, — пишут по этому случаю К. Риффо и К. Ле Пишон, — что она именно так и воспринималась большинством ученых, ибо опрокидывала слишком много установившихся понятий и не опиралась ни на одно из прямых доказательств».

Это был кульминационный момент обновления структурной основы старой теории горизонтального мобилизма А. Вегенера. Отныне стали «перемещаться» совсем другие объекты. Новая глобальная тектоника плит началась с «глобального эскалатора», придуманного Г. Хессом, тогда как в теории А. Вегенера горизонтально мобильными были континентальные глыбы, которые, по образному выражению К. Риффо и К. Ле Пишона, представлялись чем-то вроде самоходных паромов, при движении всплывающих подобное мягкому воску днище океанов. Несостоятельность старой структурной основы была доказана геофизиками, которые показали, что породы, слагающие океаническое ложе, прочнее и тяжелее пород слоев земной коры на континентах, и это исключало перемещение послед-

них. Кроме того, землетрясения и вулканы обнаруживались не только по периферии континентов, но и на дне океанов, что не находилось в согласии с кинематическими построениями теории континентального дрейфа. Срединно-океанические хребты А. Вегенер считал частями континентов, их останцами, оторвавшимися во время дрейфа. В его схемах они тоже не выступали в роли глобальных структурных элементов.

Согласно гипотезе спрединга, горячее вещество мантии выносится наружу в осевой зоне океанических хребтов, где расположены рифтовые зоны. Поскольку площадь земной поверхности в данной теории считается постоянной, рождение литосферы в центральных частях океанов должно было компенсироваться ее уничтожением в каких-то зонах, находящихся на другом конце «эскалатора».

В качестве таковых зон были выбраны активные континентальные окраины, на которых расположены океанические желоба и островные дуги. Так появилась и стала разрабатываться еще одна гипотеза новой плитной теории — *гипотеза субдукции*. Существование субдукции, т. е. поглощения зонами Бенъофа участков океанической земной коры, равновеликих по своей площади вновь возникающим в центральных частях океана участкам новообразованной литосферы, до сих пор остается весьма дискуссионным предположением, которое не подтверждается ни сейсмическими данными, ни материалами глубоководного бурения. В течение геологической истории такие зоны, как отмечает Е. Е. Милановский [1982], должны были бы по крайней мере уже несколько раз «поглотить» ранее существовавшую земную кору. В действительности же большая часть площади материков обладает древней континентальной корой, возраст которой превышает 1,5—2 млрд. лет. Сомнительность того грандиозного масштаба субдукции, который ей приписывается в новой теории горизонтального мобилизма, — одна из главных причин недоверия к этой теории.

Для подтверждения гипотезы спрединга океанического дна привлекается еще одна (уже вторая по счету) *гипотеза Ф. Вайна и Д. Мэтьюза* (1963 г.) о природе линейных магнитных аномалий в океане, полосчатая структура которых и симметричное расположение по обе стороны от хребта были объяснены периодической сменой полярности геомагнитного поля в истории Земли. На основе этой гипотезы создана геомагнитная хронологическая шкала, используемая для оценки скорости раздвигания океанического дна в стороны от хребтов.

Структурная, или *геометрическая, модель теории тектоники плит* сначала была построена Д. Морганом, затем улучшена Д. Маккензи и, наконец, распространена на всю земную поверхность К. Ле Пишоном [Риффо, Ле Пишон, 1979]. Она в своей основе тоже весьма гипотетична и при этом удивительно проста: поверхность Земли состоит из десятка гигантских пластин, которые принято называть плитами. Последние, двигаясь в горизонтальных направлениях по поверхности шара, перемещают и расположенные на них континенты. Трение между плитами и их столкновения являются главным источником практически всех геодинамических процессов — рождения горных цепей, поднятия магмы на поверхность Земли и т. п. Верхняя мантия, согласно этой модели, состоит из упругого жесткого наружного слоя — литосферы и подстилающего его размягченного слоя — астеносферы. Такая «механическая модель» верхней мантии ранее была намечена О. Фишером еще в 1889 г.; в 1914 г. Д. Баррелом элементы этой модели были обозначены соответственно терминами *литосфера* и *астеносфера*.

Литосфера в горизонтальном направлении по новой теории горизонтального мобилизма разделяется на плиты, между которыми находятся: 1) «раздвиги земной коры» (рифтовые пояса срединно-океанических хребтов), 2) зоны поддвигов океанической коры под континентальную (зоны Заварицкого— Бенъофа, зоны субдукции), 3) зоны «сकुчивания земной коры» в местах столкновения плит (складчатые пояса). Все эти зоны рассматриваются как типы межплитных границ: *наращивающие* литосферу,

поглощающие ее и нейтральные (сдвиговые). Границы соответствуют главным сейсмическим поясам Земли, а плиты — асейсмическим пространствам, находящимся между этими поясами. Литосферные плиты считаются жесткими телами, с тем чтобы кинематика их перемещения на сфере подчинялась геометрическим правилам. Наличие сейсмических поясов (узких зон, между которыми заключены обширные асейсмичные области) является главным и определяющим критерием выделения литосферных плит.

К. Ле Пишон и др. [1977, с. 14], например, прямо указывают на то, что «гипотеза тектоники плит позволяет создать модель, объясняющую лишь современную тектоническую и сейсмическую активность на поверхности Земли. Обращаясь к геологическому прошлому, мы уже не можем более руководствоваться характером современной сейсмичности и поэтому встречаемся с большими трудностями при выявлении системы границ плит и типа движений на этих границах в конкретное время».

Дело в том, что границы между литосферными плитами в данном случае определяют не по главным структурно-вещественным характеристикам верхних геосфер Земли, а по распределению в них сейсмичности, руководствуясь при этом описанием предполагаемой геометрии движений плит с позиций кинематики твердых тел на сфере. Такое районирование поверхности земного шара в целом не коррелируется с разделением его на глобальные зоны и сегменты, показанные на рис. 53 и 60. Границы литосферных плит зачастую не совпадают с границами между континентальными и океаническими зонами и сегментами планеты: литосферные плиты, как правило, включают в себя разнородные по геолого-геофизическим характеристикам элементы, например глобальные зоны как с континентальной, так и с океанической корой либо только отдельные куски глобальных зон, искусственно отделенные от других. По этой причине литосферные плиты не представляют собой фундаментальных структурных единиц Земли, т. е. не отвечают классическому понятию *структурный элемент*.

Принятая в новой глобальной тектонике плит схема глобального районирования Земли, вероятно, вполне пригодна для решения ряда задач глобальной сейсмологии и для изучения глобальных механических свойств «упругой литосферы». Однако она совершенно непригодна для системного структурного анализа Земли и объемного ее расчленения, проводимого в рамках методологии классического естествознания. Вероятно, поэтому существует очень много серьезных возражений и сомнений относительно многочисленных гипотез, составляющих основу новой глобальной тектоники плит и самой теории горизонтального мобилизма [Белоусов, 1976, 1984; Гораи, 1984; Косыгин, 1983; Милановский, 1984; Новая глобальная тектоника, 1974; Орленок, 1985; Салоп, 1984; Ханин, 1984; Чудинов, 1976]. У нас нет возможности рассмотреть их подробно. Но кажется совершенно справедливым высказанное в этих и многих других работах заключение о том, что концепция тектоники плит не может претендовать на роль универсальной и тем более единственной подлинно научной геотектонической теории нашего времени.

Фундаментальные структурные единицы Земли в новой теории горизонтального мобилизма практически не рассматриваются. В ней используются специализированно обособленные части планеты, различающиеся прежде всего по своей сейсмичности и механическим свойствам. В таком подходе к тектоническому расчленению В. В. Белоусов [1984, с. 58] не без основания видит «крушение всяких основ научного метода», полагая, что наша наука «превращается в игру с перемещением доскутов по поверхности Земли».

Весьма сомнительной в этом плане предпосылкой, используемой в новой теории горизонтального мобилизма, является *гипотеза о наличии в структуре Земли хрупкой и упругой литосферы*, которая якобы залегает повсюду на менее вязкой и пластичной астеносфере. Эти структурные единицы геофизическими методами не подтверждаются. Региональные наблюдения совершенно определенно указывают на отсутствие единой

астеносферной поверхности в недрах Земли. В геосферах *A* и *B* имеются лишь астеносферные линзы, находящиеся на разных глубинах. Под срединно-океаническими хребтами глубина появления таких прослоев минимальна — первые километры. По периферии океанических плит кровля их погружается до 100 км. Под континентами астеносферные линзы распределяются тоже на разных глубинах. Минимальные глубины залегания здесь астеносферных слоев (первые десятки километров) отмечаются под кайнозойскими складчатыми поясами, а максимальные — под плитами древних платформ (около 150 км) и их щитами, где они не прощупываются существующими методами даже до глубин 200—250 км.

В структуре верхних геосфер Земли отсутствует никакая сплошная оболочка пониженной вязкости: в недрах нашей планеты имеется целая система астенолинз [Алексеев и др., 1977; Павленкова, 1983], которые особенно широко развиты в геосфере *B*. Это обстоятельство обеспечивает возможность постоянного восстановления земной корой изостатического равновесия по отношению к подстилающей геосфере [Артемьев, 1975].

Большая глубина нахождения астенолинз под континентальными платформами объясняет относительную стабильность континентальных платформенных структур, имеющих мантийные корни. *Постулат о жесткости и хрупкости литосферных плит* тоже не имеет под собой реальной основы: океанические и континентальные плиты постоянно деформировались в течение обозримой геологической истории. Внутри их и в настоящее время имеются неотектонически активизированные области (см. гл. IV, табл. 14) и т. д.

Теория новой глобальной тектоники плит, как и любая другая научная теория, имеет какие-то пределы своей применимости. Основные трудности, которые она встречает на своем пути, очевидно, обусловлены тем обстоятельством, что претензии сторонников новой теории горизонтального мобилизма далеко выходят за эти пределы.

В. А. Магницкий в предисловии к книге Е. В. Артюшкова [1979, с. 4] правильно отметил, что, по существу, тектоника плит до сих пор не вышла за рамки кинематической концепции, так как в ней почти целиком отсутствует динамика. Поэтому новая глобальная тектоника плит отнесена к классу кинематических теорий, в котором она обособлена в отдельную специализированную по своим объектам *группу теорий горизонтального мобилизма* (группа 3 в табл. 19).

Другую группу теорий в этом же классе образуют современные гипотезы и теории пульсационного расширения и сжатия Земли, объединенные под общим названием *группа теорий поливекторного мобилизма* (группа 4 в табл. 19). Они представляют собой синтез ранее высказанных идей и гипотез, которые поначалу всем казались прямо противоположными и совершенно между собою несовместимыми. Это прежде всего *гипотезы сжатия (контракции) Земли и ее расширения*. Дело в том, что накопленные эмпирические факты не позволяют совсем отказаться от многих старых гипотез и идей. Синтез их осуществляется сейчас путем ограничения пределов применимости альтернативных гипотез во времени или в пространстве.

О преобладании в истории Земли на некоторых этапах ее развития сжатия (контракции) свидетельствуют не только складчатые области разного возраста, широко распространенные на ее поверхности. Данные сейсмологии и измерения в горных выработках также говорят о существовании значительных напряжений сжатия. Преобладание сжатия следует и из сопоставлений наблюдаемого вращения Земли с вычисленным из ее приливного взаимодействия с Луной и Солнцем, а также из уменьшения в течение геологического времени теплового потока Земли.

Гипотеза расширяющейся Земли, как и гипотеза горизонтального перемещения континентов, появилась в связи со стремлением найти объяснение сходству конфигурации береговых линий по обе стороны Атлантического океана. Вероятно, впервые ее высказал Е. В. Быханов [1877], указавший, что сходство это можно объяснить, полагая, что океан

появился на месте гигантской трещины. И. О. Янковский в 1889 г. предположил не менее интересную *гипотезу постепенного роста массы и объема Земли* за счет притока весомой материи из космоса.

Идея о расширении Земли вновь была высказана 50 лет спустя в трудах О. Хильгенберга (1933 г.), Ж. Хелма (1935 г.), М. М. Тетяева (1934 г.) и др. В 1938 г. П. Дирак выдвинул гипотезу об уменьшении гравитационной постоянной с течением геологического времени. Если за время существования Земля уменьшалась, то давление и плотность в недрах планеты прежде были больше, а размеры ее соответственно меньше. Используя это предположение и принимая границу, разделяющую ядро и мантию за поверхность фазового перехода, Эдвед в 1957 г. рассчитал, что радиус Земли увеличивается со скоростью $0,65 \pm 0,15$ мм/год.

С открытием мировой системы рифтовых областей в срединно-океанических хребтах и на континентах, где отмечаются явные следы значительных горизонтальных расширений земной коры, к идее общего расширения Земли обратились многие ученые: С. Кэри, Б. Хизен, И. В. Кириллов, В. Б. Нейман, Л. И. Салоп, Е. Е. Милановский, В. Н. Ларин, В. Ф. Блинов, М. Гораи, Е. С. Штенгелов, Г. Б. Удинцев и др., а также А. Холмс, Г. Оуэн, Ж. Стейнер, А. Гликсон, Б. Эмблтон, Ж. Шмидт, М. Рикард, Л. Белбин и др. В качестве возможных источников энергии и вещества, обеспечивающих предлагаемое увеличение размеров планеты, называются, во-первых, *гипотеза уменьшения в ходе геологической истории Земли гравитационной постоянной*, согласно которой происходит снижение давления внутри планеты, приводящее к разуплотнению ее недр и увеличению всего радиуса в целом, а также к неравномерному росту на этом фоне крупных неоднородностей в мантии (континентальных и океанических сегментов). По этой гипотезе гравитационная постоянная за время жизни Земли могла уменьшиться не более чем на 20%, а радиус Земли — на 10%; в том числе в мезо-кайнозое менее чем на 1%. Но даже такие незначительные изменения объемов некоторыми учеными ставятся под сомнение: указанное расширение в равной мере не проявляется на всех планетах, а на разных планетах земной группы оно выражено неодинаково. Высказываются сомнения и о самой возможности увеличения радиуса Земли при уменьшении гравитационной постоянной.

Продолжает развиваться и старая *гипотеза И. О. Янковского (1889 г.), допускающая увеличение объема Земли и соответственно силы ее притяжения за счет поступления дополнительного вещества из космоса* (не только в виде метеоритов, космической пыли, но и приращение массы за счет перехода в материю гравитационной энергии притяжения планеты, которая концентрируется в ее недрах в форме потока элементарных частиц типа нейтрино). Эти представления, развиваемые в наше время В. Б. Нейманом [1962], В. Ф. Блиновым [1977], К. Е. Веселовым [1976] и другими, пока что очень слабо обоснованы, особенно в той их части, где они фактически претендуют на пересмотр фундаментальных законов физики. История науки, однако, предостерегает нас, как отмечает Е. Е. Милановский [1982], от полного отрицания подобных «еретических» и абсурдных на первый взгляд предположений.

Более правдоподобными в теориях пульсационного развития представляются в настоящее время гипотезы увеличения со временем радиуса Земли за счет физико-химического разуплотнения и дифференциации ее вещества, которые не сопровождаются сколько-нибудь заметным возрастанием общей ее массы. При этом не исключаются периодические изменения в ходе геологического времени ускорения силы тяжести пропорционально относительному увеличению или уменьшению размеров радиуса Земли в конкретном ее разрезе. Подобное предположение дает возможность в принципе допустить различное изменение размеров планеты, причем не обязательно равномерное в ходе геологического времени и не обязательно по всему периметру одновременное.

Масштаб возможного расширения Земли за геологическую историю оценивается по-разному. Е. Е. Милановский [1982] предполагает, что за

3,5 млрд. лет (с начала архея) радиус Земли мог вырасти не более чем в 1,5—2 раза, за последние 1,5 млрд. лет (с начала позднего протерозоя) приблизительно в 1,3—1,5 раза, а за последние 250 млн. лет (с начала мезозоя) максимум на 5—10%, т. е. не более чем на 300—600 км. (Поверхность Земли в мезо-кайнозой соответственно увеличилась не более чем на 10—20%.)

Согласно теориям пульсационного расширения и сжатия Земли, как увеличение, так и уменьшение ее объема не проявляются равномерно на всей поверхности планеты, а реализуются главным образом в наиболее ослабленных глобальных зонах: в срединно-океанических хребтах, в складчатых (подвижных) поясах и в зонах Бенъофа (см. элементы 2, 3 и 5 на рис. 53 и 60). На континентальных плитах растяжения проявляются в первую очередь в рифтовых областях, которые последовательно превращаются в межконтинентальные, а затем и во внутриокеанические рифтовые области (см. элементы 1—4 в табл. 14).

В геологической истории Земли признаки интенсивного расширения и сжатия проявлялись тоже неравномерно. В разные эпохи жизни планеты и в разных ее глобальных зонах они выражались несколько различными формами. Горизонтальное растяжение в одних глобальных зонах Земли сопровождается одновременным сжатием в других ее зонах. При этом некоторые зоны оказываются в геодинамическом смысле нейтральными. Поэтому на земной поверхности практически одновременно могут возникать срединно-океанические хребты и зоны Бенъофа, а также континентальные и океанические плиты.

Поскольку на разных планетах (на Марсе, Венере и др.) признаки расширения или сжатия проявляются по-разному, можно считать, что внутренние физико-химические процессы — главная причина предполагаемого пульсационного расширения и сжатия как Земли в целом, так и отдельных ее глобальных тектонических зон. Основу всех теорий пульсационного расширения и сжатия Земли составляет, следовательно, группа физико-химических (геодинамических) теорий, авторы которых приходят к выводу о неизбежности периодического разуплотнения и расширения в отдельных глобальных зонах и сегментах планеты за счет, например, полиморфных фазовых превращений, ответственных за скачки плотности и скорости продольных и поперечных волн мантии Земли [Барсуков, Урусов, 1983; Орленок, 1985; Ларин, 1980].

Согласно этим моделям, изменения объема Земли должны происходить циклично, а эпохи расширения как в отдельных зонах, так и на всей планете в целом должны чередоваться во времени.

В пульсационном характере развития Земли сейчас мало кто сомневается. Но в вопросах о том, имеется ли определенная направленность в изменениях среднего радиуса Земли и в какую именно сторону идет эта общая эволюция (расширения, сжатия или простого чередования тех и других тенденций во времени и в пространстве самой планеты), существуют разногласия, которые обусловлены тем, что одни ученые склонны переоценивать фактор растяжения, а другие — сжатия.

Высказывания относительно пульсационного роста Земли как своеобразного живого организма, обладающего «дыханием», встречаются, как отмечает Е. Е. Милановский [1982], еще у Леонардо да Винчи. Идея пульсационного развития Земли была в самом начале нашего века связана с представлениями о периодичности и планетарном характере проявлений интенсивных деформаций сжатия в земной коре и о фазах складчатости [Штилле, 1964; и др.]. Но она резко не противоречит также и гипотезам горизонтального мобилизма. Ирландский геофизик Д. Джולי в 1924 г., например, дополнил гипотезу дрейфа континентов А. Вегенера предположением о том, что горизонтальные их перемещения происходят в отдельные эпохи, когда вследствие накопления тепловой энергии радиоактивного распада «подкоровый субстрат» переходит в состояние плавления. Он ввел гипотезу о термических циклах в развитии Земли, состоящих из фазы разогрева и разуплотнения «подкорового субстрата», когда происхо-

дит общее расширение, и фазы охлаждения и уплотнения, когда происходит сокращение объема и площади и соответственно смятие коры в наиболее податливых зонах Земли. Эти взгляды разделял А. Д. Архангельский, который в предисловии к русскому переводу книги Д. Джолли [1929] отмечал, что в жизни земной коры происходит чередование эпох грандиозного сжатия с эпохами не менее мощных растягивающих усилий. Первые отчетливо сказываются в формировании горных хребтов, а вторые — в создании грандиозных впадин типа Великого Африканского грабена.

Теперь мы знаем, что признаки растяжения и сжатия выражены на земной поверхности не только геоструктурными областями разного типа, но и разными глобальными зонами Земли — ее складчатыми и рифтовыми поясами. *Идея глобальной пульсации* была использована также в теоретической концепции В. Бухера [Bucher, 1933], в которой противоречивый на первый взгляд эмпирический материал геологии тех лет приводился в стройную логическую систему путем допущения периодического чередования расширения и сжатия Земли в ходе ее истории. Идеи эти получили затем дальнейшее развитие в работах В. А. Обручева (1940 г.), М. А. Усова (1940 г.). Независимо от В. Бухера о чередовании расширения и сжатия Земли на фоне преобладающего расширения писал также М. М. Тетяев (1934 г.).

Отсутствие надежных доказательств фаз общего глобального расширения (или сжатия) является наиболее существенным недостатком гипотезы общего пульсационного расширения и сжатия. Работами А. А. Пронина (1969—1973 гг.), С. П. Максимова, Н. Я. Кунина и Н. М. Сардоникова (1976, 1977 гг.), В. П. Казаринова (1970 г.) и других тем не менее доказана глобальная цикличность многих геологических процессов. Согласно Е. Е. Милановскому [1982, 1984], глобальная периодичность в проявлениях рифтогенеза не совпадает с фазами складчатости, а чередуется с ними во времени, что требует допущения периодических изменений радиуса Земли: расширения в фазы рифтогенеза и сокращения в фазы складчатости.

Установлено, что отдельные фазы усиления сжатия или растяжения проявляются не во всех глобальных зонах Земли одновременно и реализуются в них по-разному. Рифтовые пояса срединно-океанических хребтов, например, оказываются более благоприятными для проявления глобального растяжения. В эпохи глобальной тектонической активизации по ним поднимается глубинный мантийный материал, заполняющий «зияния» в земной коре и делающий их малоподатливыми для последующих проявлений сжатия. Складчатые пояса Земли наиболее чувствительны к деформациям сжатия; здесь осуществляется горизонтальное смятие формаций и выжимание их кверху и в стороны за счет повышения температуры недр, обеспечивающей гранитизацию, раздавливание, появление гранитоидных диапиров и т. д.

Не следует, однако, считать, что в одни эпохи происходило только расширение, а в другие — только сжатие всей земной коры. Речь идет лишь о преобладании того или иного процесса в глобальном масштабе. Считается, что суммарная величина расширения земной коры в рифтовых поясах океанов в мезозое и кайнозое, возможно, превосходила в целом суммарную величину ее сокращения в складчатых поясах и в краевых зонах, расположенных по периферии активных континентальных окраин — в зонах субдукции, роль которых в новой глобальной тектонике плит, по-видимому, сильно преувеличена. Если это действительно так, то многократные пульсации Земли, по крайней мере в мезозое и кайнозое, должны были происходить на фоне некоторого, возможно очень небольшого и постепенного, расширения нашей планеты.

Вопрос о том, доминирует в истории Земли общее ее растяжение или сжатие, является наиболее дискуссионным и пока еще окончательно не решенным, так как геологи не располагают критериями для однозначного определения изменений в размерах среднего радиуса всей Земли за всю

геологическую историю ее существования. Следы пульсационного расширения и сжатия в разных глобальных зонах планеты оказываются слишком контрастными, чтобы за ними можно было как-то заметить фон, на котором они происходили. И мы до сих пор не знаем точно и достоверно, какую именно тенденцию (к постепенному расширению или сжатию) имела наша планета с момента ее образования до наших дней. Но в том, что она, как и отдельные ее глобальные зоны и сегменты, на протяжении геологической истории в своих размерах не оставалась одинаковой, вряд ли можно сомневаться.

Пульсации в размерах Земли четко фиксируются не только одновременным проявлением на земной поверхности сжатия и растяжения. Не менее важное значение имеет чередование в ее истории эпох с различной формационной характеристикой: эпохи повышенного магматизма чередуются с эпохами, в которых соответствующие формации встречаются значительно реже, эпохи крупнейших трансгрессий океана и накопления морских формаций чередуются с эпохами регрессий и широкого распространения континентальных образований.

Мировые регрессии связываются с фазами сжатия, когда происходит сильное коробление земной коры, возрастают емкости океанических впадин и морей, образуются складчатые пояса, усиливается контрастность климатической зональности, более широкое развитие получают кластические и соленосные формации. Мировые трансгрессии, возможно, отвечают фазам общего расширения, сглаживания планетарного рельефа и соответственно уменьшения емкостей океанов. В эти эпохи отмечается усиление вулканизма, увеличение выноса из глубин на поверхность Земли ювенильных вод, рост внутриокеанических поднятий, вытесняющих часть воды из океанов на континенты и т. д.

Обширные трансгрессии сопровождаются, судя по геологическим формациям соответствующих эпох, изменениями климата, сглаживанием его зональности, широким развитием биогенных и хемогенных карбонатных формаций в эпиконтинентальных морях, а на континентальных равнинах — формированием угленосных и бокситоносных формаций.

Длительность отдельных циклов пульсаций, наблюдаемых в глобальных зонах Земли, различна. Е. Е. Милановский [1982] считает, например, что в развитии нашей планеты проявляются пульсы разного порядка длительности. Самые крупные из них уже давно выделяются как геотектонические мегациклы. В геологической истории Земли их было несколько: протогей (древнее 3,5 млрд. лет), дейтерогей (3,5—1,6 млрд. лет), неогей (1,6—0,2 млрд. лет) и эпинеогей, или постнеогей (последние 200—250 млн. лет). Каждый из таких мегациклов начинается с деструкции, регенерации (обрушения, по Г. Штилле [1964]), которые можно связывать с преобладанием глобального расширения.

Затем намечаются циклы эндогенной тектонической активизации продолжительностью 40—50 млн. лет, одна половина которых отмечена сгущением фаз складчатости, а вторая — усилением процессов рифтогенеза и сопутствующих ему явлений. Примером эпохи усиления сжатия в складчатых поясах служит олигоцен-миоценовая эпоха складчатости продолжительностью около 25 млн. лет, а эпохи усиления растяжения — последний, неотектонический, еще не заверченный этап (10—0 млн. лет), охватывающий конец миоцена, плиоцен и квартер.

Меньшие по своей продолжительности циклы (несколько миллионов лет) соответствуют фазам складчатости и рифтогенеза. Еще более кратковременные пульсации продолжительностью менее миллиона лет фиксируются в структурах формационных единиц, но характер их связи с глобальными пульсациями Земли остается пока однозначно не определенным.

Теория пульсационного расширения и сжатия Земли подобно всем другим современным геотектоническим концепциям, как справедливо отмечает Е. Е. Милановский [1982, с. 26], не являются еще теориями в строгом смысле этого слова, а «заклинания апологетов каждой из них с

претензией на истинность той или другой концепции и полную несостоятельность остальных убедительны только для ее приверженцев и отнюдь не способствуют успешному развитию нашей науки».

Общая теория глобальной геологической эволюции Земли еще не создана. Сейчас идет интенсивный поиск путей ее создания. Мне представляется, что на этом пути наиболее плодотворными окажутся попытки объяснить всю совокупность различных данных, относящихся к строению Земли и ее эволюции, на основе *теорий пульсационного расширения и сжатия* в том варианте, который предусматривает, что: 1) чередование периодов расширения и сжатия Земли происходит на фоне сравнительно небольшого, хотя и возрастающего со временем ее расширения; 2) эти периодические расширения и сжатия не охватывают равномерно всю планету в целом, а по-разному распределяются между глобальными неоднородностями и в первую очередь между океаническими и континентальными сегментами Земли.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллин А. А., Волож Ю. А., Цирельсон Б. С. Вопросы тектонического районирования и основные структурные элементы осадочного чехла Казахстана.— В кн.: Проблемы тектоники Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1984, с. 17—28.
- Аксаментова Н. В., Найденов И. В., Архипова А. А. Этапы формирования и структура фундамента древних платформ.— Геотектоника, 1982, № 5, с. 24—31.
- Алексеев А. С., Ваньян А. Л., Бердичевский М. И. и др. Схема астеносферных зон Советского Союза.— Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 7, с. 790—793.
- Алексеев А. С., Лаврентьев М. М., Мухометов Р. Г. и др. Численный метод определения структуры верхней мантии Земли.— В кн.: Математические проблемы геофизики. Вып. 2. Новосибирск: Наука, 1974, с. 143—165.
- Алексеев А. С., Рябой В. З. Астеносфера Земли.— Земля и Вселенная, 1978, № 5.
- Арган Э. Тектоника Азии. Пер. с фр.— ОНТИ, 1935.
- Артемьев М. Е. Изостазия территории СССР.— М.: Наука, 1975.— 214 с.
- Артюшков Е. В. Геодинамика.— М.: Наука, 1979.— 299 с.
- Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. Ч. 1.— Изд. 3-е.— М.— Л.: Гостехиздат, 1941.— 376 с.
- Архангельский А. Д., Шатский Н. С. Схема тектоники СССР.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1933, т. XI, № 4, с. 323—348.
- Архангельский А. Д., Шатский Н. С., Меннер В. В. и др. Краткий очерк геологического строения СССР.— М.: Изд-во АН СССР, 1937.— 299 с.
- Архипов И. В. Флиш как формация.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1973, т. 48, вып. 4, с. 66—72.
- Бакиров А. Б. Принципы выделения метаморфических формаций.— В кн.: Геология метаморфических комплексов. Свердловск: изд. Свердловск. горн. ин-та, 1977, вып. 6, с. 15—20.
- Балакина Л. М., Введенская А. В., Голубева Н. В. и др. Поле упругих напряжений Земли и механизма землетрясений.— М.: Наука, 1972.— 192 с.
- Барсуков В. Л., Урусов В. С. Фазовые превращения в мантию и расширение Земли.— Природа, 1983, № 5, с. 16—25.
- Басков Е. А., Васильев В. И., Драгунов В. И. и др. Изучение уровней организации вещества.— В кн.: Проблемы развития советской геологии. Л.: изд. ВСЕГЕИ, 1974, с. 116—193.
- Бахтуров С. Ф. Битуминозные карбонатно-сланцевые формации Восточной Сибири.— Новосибирск: Наука, 1985.
- Белоусов А. Ф., Кривенко А. П., Полякова З. Г. Вулканические формации.— М.: Наука, 1982.— 280 с.
- Белоусов В. В. Структурная геология.— Изд. 2-е.— М.: Изд-во МГУ, 1974.— 277 с.
- Белоусов В. В. Основы геотектоники.— М.: Наука, 1976.— 264 с.
- Белоусов В. В. Выступление на собрании отделения геологии, геофизики и геохимии АН СССР 13 марта 1984 г.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1984, № 12, с. 57—58.
- Беммелен Р. В. ван. Горообразование.— М.: Иностран. лит., 1956.— 104 с.
- Беньоф Г. Сейсмические данные о строении коры и тектонической деятельности.— В кн.: Земная кора. Под ред. А. Полдерварта. Пер. с англ. М.: Иностран. лит., 1957, с. 76—88.
- Берзон И. С. Сейсморазведка тонкослоистых сред.— М.: Наука, 1976.— 226 с.
- Берзон И. С., Пасечник И. П. Строение Земли по динамическим характеристикам сейсмических волн.— М.: Наука, 1976.— 235 с.
- Блинов В. Ф. Расширение Земли или новая глобальная тектоника.— Геофиз. сб. АН УССР, 1977, вып. 80.
- Богданов А. А. Тектоника платформ и складчатых областей.— М.: Наука, 1976.— 339 с.
- Боголенов К. В. Типы структурных элементов и эволюция земной коры.— Новосибирск: Наука, 1985.
- Боровиков А. М., Громин В. И. Геологическая формация как индивид и среда.— В кн.: Системные исследования в геологии. Владивосток, 1979, с. 111—115.
- Борукаев Ч. Б., Гиг Д. Х. Новая глобальная тектоника (тектоника плит). Библиография (1961—1976).— Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1982.— Ч. I, 197 с.; Ч. II, 207 с.
- Ботт М. Внутреннее строение Земли.— М.: Мир, 1974.— 373 с.

- Буланже Ю. Д. Постоянна ли сила тяжести?— Земля и Вселенная, 1981, № 4.
- Булин Н. К. Сейсмические модели литосферы.— В кн.: Глубинное строение и геодинамика литосферы. Л.: Недра, 1983, с. 75—90.
- Булден К. Е. Плотность Земли.— М.: Мир, 1978.— 442 с.
- Бунге М. Интуиция и наука.— М.: Прогресс, 1967.— 116 с.
- Быханов Е. В. Астрономические предсудки и материалы для составления новой теории образования планетной системы.— Ливны, 1877.
- Вавилов Н. И. Закон гомологических рядов в наследственной изменчивости.— Сельское и лесное хозяйство, 1921, № 1—3, с. 84—102.
- Вассоевич Н. Б. История представлений о геологических формациях (геогенерациях).— В кн.: Осадочные и вулканогенные формации. Л.: Недра, 1966, с. 5—35.
- Вегенер А. Происхождение материков и океанов.— Берлин: Восток, 1923.— 158 с.
- Вернадский В. И. Очерки геохимии.— М.: Наука, 1983.— 422 с.
- Веселов К. Е. Гравитационное поле и геологическое развитие Земли.— Сов. геология, 1976, № 5, с. 70—81.
- Винник Л. П. Исследования мантии Земли сейсмическими методами.— М.: Наука, 1976.— 198 с.
- Волколаков Ф. К. О границах Балтийской синеклизы.— В кн.: Региональная тектоника Белоруссии и Прибалтики. М.: Наука и техника, 1977, с. 24—34.
- Воронин Ю. А., Еганов Э. А. К построению формальных основ учения о формациях.— В кн.: Геологические формации. Материалы к совещанию (21—24 мая 1968 г.). Л.: изд. ВСЕГЕИ, 1968, с. 38—41.
- Воронин Ю. А., Еганов Э. А. Фацис и формации. Парагенезис (уточнение и развитие основных понятий геологии).— Новосибирск: Наука, 1972.— 120 с.
- Галкин И. Н. Земля в сейсмических лучах.— Новосибирск: Зап.-Сиб. кн. изд-во, 1979.— 149 с.
- Гальперин Е. И. Вертикальное сейсмическое профилирование.— 2-е изд., доп. и переработанное.— М.: Наука, 1982.— 344 с.
- Гамбурцев Г. А. Избранные труды.— М.: Наука, 1960.— 461 с.
- Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Яншин А. Л. Основные закономерности строения и развития молодых платформ.— Геотектоника, 1981, № 5, с. 3—9.
- Гейзенберг В. Роль феноменологических теорий в системе теоретической физики.— Успехи физических наук, 1967, т. 91, вып. 4, с. 7—31.
- Геологические формации осадочного чехла Русской платформы.— Л.: Недра, 1981.— 166 с.
- Геологические формации. Терминологический справочник. В 2-х томах/Под ред. Г. Л. Кирилловой, Ю. А. Косыгина, В. А. Соловьева.— М.: Недра, 1982. Т. 1, 353 с.; Т. 2, 397 с.
- Геология и сейсмичность зоны БАМ. Неотектоника/Шерман С. И., Леви К. Г., Ружич В. В. и др.— Новосибирск: Наука, 1984.— 206 с.
- Герасимов И. П. Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождение.— М.: Изд-во АН СССР, 1959.— 100 с.
- Годовиков А. А. Минералогия.— М.: Недра, 1975.— 519 с.
- Голицын Б. Б. Избранные труды. Т. 2. Сейсмология.— М.: Изд-во АН СССР, 1960.— 490 с.
- Гончаров В. П., Непрочнов Ю. П., Непрочнова А. Ф. Рельеф дна и глубинное строение Черноморской впадины.— М.: Наука, 1972.— 157 с.
- Гораи М. Эволюция расширяющейся Земли. Пер. с яп.— М.: Недра, 1984.— 112 с.
- Горский Д. П. Определение.— М.: Мысль, 1974.
- Гутенберг Б. Физика земных недр. Пер. с англ.— М.: Иностран. лит., 1963.— 263 с.
- Гутенберг Б., Рихтер Ч. Сейсмичность Земли.— М.: Иностран. лит., 1948.— 160 с.
- Декарт Р. Избранные произведения.— М., 1950.— 306 с.
- Деменщик Р. М. Кора и мантия Земли.— Изд. 2-е.— М.: Недра, 1975.— 253 с.
- Джозли Д. История поверхности Земли.— М.— Л.: ГИЗ, 1929.— 190 с.
- Добрецов И. Л. Введение в глобальную петрологию.— Новосибирск: Наука, 1980.— 200 с.
- Драгунов В. И. Онтологические аспекты геологии.— В кн.: Проблемы развития советской геологии. Л.: изд. ВСЕГЕИ, 1971, с. 85—101.
- Драгунов В. И., Айнемер А. И., Васильев В. И. Основы анализа осадочных формаций.— Л.: Недра, 1974.— 158 с.
- Дюбертре Л. Краткая характеристика 16-го листа Международной тектонической карты Европы в масштабе 1 : 2 500 000 и 3-го листа Международной тектонической карты Африки в масштабе 1 : 5 000 000.— Геотектоника, 1966, № 4, с. 48—56.
- Дюфур М. С. Методологические и теоретические основы фациального и формационного анализов.— Л.: Изд-во ЛГУ, 1981.— 158 с.
- Жамойда А. И., Ковалевский О. П., Моисеева Л. И. Обзор зарубежных стратиграфических кодексов.— М.: Наука, 1969.— 103 с.
- Жарков В. Н. Внутреннее строение Земли и планет.— 2-е изд.— М.: Наука, 1983.— 416 с.
- Жданов В. В. Метаморфизм и глубинное строение норит-диоритовой (гравулитовой) серии Русской Лапландии.— М.: Недра, 1966.
- Жеро О. Г., Сурков В. С. Геологическая природа преломляющих горизонтов и критерий выделения осадочных бассейнов в фундаменте Западно-Сибирской плиты.—

- В кн.: Результаты геолого-географических исследований Сибири. Новосибирск: изд. СНИИГГиМС, 1981.
- Жизнь науки.** Антология вступления к классике естествознания.— М.: Наука, 1973.— 598 с.
- Забродин В. Ю., Соловьев В. А.** Иерархия геологических объектов и дизъюнктивов.— В кн.: Принципы тектонического анализа. Владивосток: изд. ДВНЦ АН СССР, 1977, с. 49—51.
- Заварицкий А. Н.** Изверженные горные породы.— М.: Изд-во АН СССР, 1955.— 479 с.
- Зайков В. В.** Рудоносные вулканические комплексы протерозоя и кембрия Тувы.— Новосибирск: Наука, 1976.— 127 с.
- Захаров С. А., Кучай В. К.** Сравнительный анализ разноранговых структур и системный подход.— Геология и геофизика, 1978, № 8, с. 137—141.
- Земля.** Введение в общую геологию/Ферхуген Дж., Тернер Ф., Вейс Л. и др. Т. 1, 2.— М.: Мир, 1974.— 845 с.
- Зоненшайн Л. П., Савостин А. Л.** Введение в геодинамику.— М.: Недра, 1979.— 310 с.
- Иерархия геологических тел/Под ред. Ю. А. Косыгина, В. А. Кулындышева, В. А. Соловьева.**— Хабаровск: Хабаровск. кн. изд-во, 1978.— 679 с.
- Изох Э. П., Пономарева А. П.** Об опыте формационного анализа гранитоидов в Западном Узбекистане.— В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск: Наука, 1973, с. 188—212.
- Казаринов В. П.** Пульсации Земли.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1979, № 3, с. 92—100.
- Карпович В. Н.** О логико-математических основаниях различия теоретических и эмпирических терминов.— В кн.: Методы логического анализа. М.: Наука, 1977, с. 18—29.
- Камалетдинов М. А., Казанцев Ю. В., Казанцева Т. Т.** Научные основы поисков нефтегазовых структур.— Уфа: изд. Ин-та геологии Башкирского фил. АН СССР, 1983.— 42 с.
- Кедров Б. М.** Принцип историзма в его приложении к системному анализу развития науки.— В кн.: Системные исследования. М.: Наука, 1974, с. 5—18.
- Кесарев В. В.** Эволюция вещества Вселенной.— М.: Атомиздат, 1976.— 182 с.
- Кирда Н. П.** Основные черты тектоники доюрских комплексов Южного Зауралья и Юго-Западной Сибири.— В кн.: Структурные элементы земной коры и их эволюция. Новосибирск: Наука, 1983, с. 135—144.
- Кирпиллов И. В.** Гипотеза развития Земли, ее материков и океанических впадин.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1958, № 2.
- Киркинский В. А.** О возможном механизме рифтогенеза и образования дна океанов.— В кн.: Основные проблемы рифтогенеза. Новосибирск: Наука, 1977, с. 78—82.
- Клушин И. Г., Наливкин В. Д., Шаблинская Н. В.** О возможных глубинах корней платформенных структур.— Геотектоника, 1969, № 4, с. 26—38.
- Козловский Е. А.** Кольская сверхглубокая скважина.— В мире науки, 1984, № 3, с. 38—49.
- Кольская сверхглубокая.** Исследования глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины.— М.: Недра, 1984.— 487 с.
- Константиновский А. А.** Улсайский и Билякчанский среднепротерозойские грабены юго-востока Сибирской платформы.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 4, с. 72—85.
- Королюк И. К., Щекотова И. А., Меламуд Е. Л., Сидоров А. Д.** Формации и тектоника Южного Приуралья.— В кн.: Проблемы изучения и тектонического анализа геологических формаций. М.: Наука, 1983, с. 81—101.
- Косминская И. П.** Метод глубинного сейсмического зондирования земной коры и верхней мантии.— М.: Наука, 1968.— 227 с.
- Косминская И. П., Пузырев Н. Н., Алексеев А. С.** Сейсмология взрывов — ее прошлое, настоящее и будущее.— Вестн. АН СССР, 1972, № 9, с. 44—54.
- Косыгин Ю. А.** Тектоника.— М.: Недра, 1983.— 514 с.
- Косыгин Ю. А., Кулындышев В. А.** Введение в тектоническую картографию.— М.: Недра, 1981.— 270 с.
- Косыгин Ю. А., Соловьев В. А.** Статические, динамические и ретроспективные системы в геологических исследованиях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 6, с. 9—17.
- Красный Л. И.** Проблемы тектонической систематики.— М.: Недра, 1977.— 173 с.
- Краснов К. С.** Молекулы и химическая связь.— М.: Высш. шк., 1984.— 295 с.
- Кренделев Ф. П.** Изучение силы тяжести в геологическом прошлом Земли по результатам изучения химического состава костей позвоночных.— Геология и геофизика, 1977, № 9, с. 154—158.
- Кропоткин П. Н.** Динамика земной коры.— В кн.: Проблемы глобальной тектоники. М.: Наука, 1973, с. 27—59.
- Крылов С. В.** О природе сейсмических разделов земной коры.— В кн.: Региональные геофизические исследования в Сибири. Новосибирск: Наука, 1967, с. 105—122.
- Кузнецов В. А.** Магматизм и рудные формации.— В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск: Наука, 1973, с. 309—317.
- Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А. и др.** Основы формационного ана-

- лиза эндогенной металлогении Алтае-Саянской складчатой области.— Новосибирск: Наука, 1966.— 156 с.
- Кузнецов Ю. А. О состоянии и задачах учения о магматических формациях.— Геология и геофизика, 1973, № 9, с. 3—11.
- Кузнецов Ю. А., Белоусов А. Ф., Поляков Г. В. Систематика магматических формаций по составу.— Геология и геофизика, 1976, № 5, с. 3—19.
- Кузовков Г. Н., Федоров Ю. А., Старцев Н. М. и др. Основные особенности строения Останнинского ультрабазитового массива.— В кн.: Ежегодник-1982. Информационные материалы. Свердловск: изд. УНЦ АН СССР, 1983, с. 72—75.
- Ланинская Т. А., Прошляков Б. К. Основы петрографии.— М.: Недра, 1974.— 238 с.
- Ларин В. Н. Гипотеза изначально гидридной Земли.— М.: Недра, 1980.— 216 с.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Исследования по теоретической петрографии в связи с изучением изверженных пород Центрального Кавказа.— Спб., 1898.— 404 с.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрография.— М.— Л.: ГНТИ, 1933.— 460 с.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Введение в историю петрографии.— Л.— М.: ОНТИ, 1936.— 137 с.
- Лейтес А. М., Муратов М. В., Федоровский В. С. Палеоавлакогены и их место в развитии древних платформ.— Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 6, с. 1355—1358.
- Леонов Г. П. Основы стратиграфии.— М.: Изд-во МГУ. Т. 1, 1973, 530 с.; Т. 2, 1974, 426 с.
- Леонов М. Г. Тектоногравитационные микститы и формы проявления горизонтальных движений земной коры.— Геотектоника, 1983, № 1, с. 14—27.
- Ле Пиншон К., Франшино Ж., Боннин Ж. Тектоника плит.— М.: Мир, 1977.— 288 с.
- Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах.— М.: Наука, 1974.— 438 с.
- Литвиненко И. В., Анкудинов С. А., Дворецкая Л. М. и др. Глубинный сейсмический разрез земной коры Приладожья в Юго-Западной Карелии.— Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1982, т. ХСII, с. 3—9.
- Ломоносов М. В. О слоях земных и другие работы по геологии.— М.— Л.: Госгеол-издат, 1949.— 212 с.
- Лысак С. В., Зорин Ю. А. Геотермическое поле Байкальской рифтовой зоны.— М.: Наука, 1976.— 92 с.
- Лукашевич И. Д. Неорганическая жизнь Земли. Ч. 2. Жизнь горных пород.— Спб., 1909.
- Магматические рудные месторождения. Пер. с англ.— М.: Недра, 1973.— 208 с.
- Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли.— М.: Недра, 1965.— 379 с.
- Магницкий В. А. Слой низких скоростей верхней мантии Земли.— М.: Наука, 1968.— 29 с.
- Максимова С. П., Кушин Н. Я., Сардонников Н. М. Цикличность геологических процессов и проблема нефтегазовости.— М.: Недра, 1977.— 280 с.
- Мартьянов Н. Е. Энергия Земли.— Новосибирск: Зап.-Сиб. кн. изд-во, 1968.— 84 с.
- Материалы Новосибирской конференции по изучению геологических формаций.— Новосибирск: Новосибирск. кн. изд-во, 1955.— 223 с.
- Меламуд Е. Л. Тектоника и перспективы нефтегазовости Оренбургско-Актюбинского Приуралья.— М.: Недра, 1981.— 89 с.
- Метаморфические комплексы Азии/Отв. ред. В. С. Соболев, Г. Г. Лепезин, Н. Л. Добрецов.— Новосибирск: Наука, 1977.— 348 с.
- Мигдал А. Б. Поиск истины.— М.: Мол. гвардия, 1983.— 239 с.
- Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов.— М.: Недра, 1976.— 279 с.
- Милановский Е. Е. Развитие и современное состояние проблем расширений и пульсаций Земли.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1982, № 7, с. 3—29.
- Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли.— М.: Недра, 1983.— 272 с.
- Милановский Е. Е. Рифтогенез и его роль в истории Земли.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1984, № 12, с. 38—56.
- Муратов М. В. Происхождение материков и океанических впадин.— М.: Наука, 1975.— 176 с.
- Мушкетов Д. И. Краткий курс общей геологии.— М.— Л.: ОНТИ, 1929.— 398 с.
- Мясников В. П., Фадеев В. Е. Модели эволюции Земли и планет земной группы.— М.: изд. ВИНТИ, 1980.— 232 с.
- Нагибина М. С. О тектонических структурах, связанных с активизацией и ревивацией.— Геотектоника, 1967, № 4, с. 15—26.
- Нагибина М. С., Ханн В. Е., Яншин А. Л. Типы структур тектономагматической активизации и закономерности их развития.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. II. М.: Наука, 1975, с. 41—55.
- Наливкин Д. В. Геологические районы СССР.— Пробл. сов. геологии, 1933, т. 1, № 1, с. 35—56.
- Недра Байкала (по сейсмическим данным)/Крылов С. В., Мандельбаум М. М., Мишенькин Б. П. и др.— Новосибирск: Наука, 1981.— 103 с.
- Нейман В. Б. Расширяющаяся Земля.— М.: Географгиз, 1962.— 80 с.
- Нехорошев В. П. Зоны смятия и металлогения Юго-Западного Алтая.— Пробл. сов. геологии, 1937, т. VII, № 7, с. 635—637.
- Николаев А. В. Сейсмика неоднородных мутных сред.— М.: Недра, 1973.— 173 с.
- Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР.— М.: Госгеолтехиздат, 1962.— 392 с.

- Новая глобальная тектоника (тектоника плит). Пер. с англ./Под ред. Л. П. Зоненшайна, А. А. Ковалева.— М.: Мир, 1974.— 471 с.
- Обручев В. А. Пульсационная гипотеза геотектоники.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1940, № 1, с. 12—30.
- Океанология. Геофизика океана. Т. 2. Геодинамика.— М.: Наука, 1979.— 272 с.
- Орленок В. В. Физика и динамика внешних геосфер.— М.: Недра, 1985.
- Павленкова Н. И. Волновые поля и модель земной коры (континентальной части).— Киев: Наукова думка, 1973.— 299 с.
- Павленкова Н. И. Глубинные неоднородности Земли.— Природа, 1983, № 12, с. 36—47.
- Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1945, № 5, с. 23—46.
- Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов (главнейшие типы глубинных разломов).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 1, с. 90—105.
- Пейве А. В., Богданов Н. А., Книппер А. Л., Перфильев А. С. Офиолиты: современное состояние и задачи исследования.— Геотектоника, 1977, № 6, с. 4—14.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Моссаковский А. А. и др. Палеозонды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса.— Сов. геология, 1972, № 12, с. 7—26.
- Пейве А. В., Яншин А. Л., Зоненшайн Л. П. и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты).— Геотектоника, 1976, № 5, с. 6—23.
- Пинус Г. В., Велинский В. В., Леснов Ф. П. и др. Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы.— Новосибирск: Наука, 1973.— 320 с.
- Планк М. Единство физической картины мира.— М.: Наука, 1966.— 287 с.
- Платонов К. К. Проблемы способностей.— М.: Наука, 1972.— 311 с.
- Поваренных А. С. Кристаллохимическая классификация минеральных видов.— Киев: Наукова думка, 1966.— 547 с.
- Погребинский Ю. Е. Проблемы общих начал в науках о Земле.— Геология и геофизика, 1981, № 12, с. 150—154.
- Познер А. Р. Истины и парадоксы.— М.: Политиздат, 1977.— 256 с.
- Половинкина Ю. И. Структуры и тектуры изверженных и метаморфических горных пород. Ч. 1.— М.: Недра, 1966.— 240 с.
- Половинкина Ю. И. Существуют ли метаморфические формации?— В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенные рудообразования. Л.: Наука, 1970, с. 85—90.
- Попов В. И. Опыт классификации и описания геологических формаций. Классификация формаций.— Л.: Недра, 1966.— 208 с.
- Проблемы тектоники Казахстана.— Алма-Ата: Наука, 1981.— 224 с.
- Проблемы эндогенного рельефообразования.— М.: Наука, 1976.— 430 с. (История развития Сибири и Дальнего Востока).
- Пухляков Л. А. Обзор геотектонических гипотез.— Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1970.— 265 с.
- Пуанкаре А. О науке. Пер. с франц.— М.: Наука, 1983.— 560 с.
- Пузырев Н. Н., Крылов С. В. Особенности строения земной коры Западной Сибири по данным глубинных сейсмических зондирований.— В кн.: Проблемы нефтегазоносности Сибири. Новосибирск: Наука, 1974, с. 94—113.
- Пушаровский Ю. М. Тектонические карты. Обобщение опыта составления.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1974, с. 215—226.
- Пушаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли.— М.: Наука, 1972.— 222 с.
- Пушаровский Ю. М. Проблемы тектоники океанов.— В кн.: Тектоника в исследованиях Геологического ин-та АН СССР. М.: Наука, 1980, с. 123—175.
- Разумовский О. С. От конкурирования к альтернативам. Экстремальные принципы и проблема единства научного знания.— Новосибирск: Наука, 1983.
- Рассел Б. Человеческое познание. Его сфера и границы.— М.: Инostr. лит., 1957.
- Рачков П. А. Науковедение. Проблемы, структуры, элементы.— М.: Изд-во МГУ, 1974.— 240 с.
- Резанов И. А. Образование гор.— М.: Наука, 1977.— 172 с.
- Резанов И. А. Геологическая интерпретация сейсмических зондирований земной коры.— М.: Недра, 1980.— 263 с.
- Ризниченко Ю. А., Косминская И. П. О природе слоистости земной коры и верхней мантии.— Докл. АН СССР, 1963, т. 153, № 2, с. 323—326.
- Риффо К., Ле Пишон К. Три тысячи метров в глубь Атлантики.— Л.: Гидрометеоздат, 1979.— 222 с.
- Розенбуш Г. Описательная петрография.— Л.— М.: ОНТИ — НКТП СССР, 1934.— 720 с.
- Ронов А. Б. История осадконакопления и колебательных движений европейской части СССР.— М.: Изд-во АН СССР, 1949.— 391 с.
- Рудоносные и рудные формации (терминологический справочник)/Под ред. Ю. А. Косыгина, Е. А. Кулиша.— М.: Недра, 1983.— 173 с.
- Руженцев С. В. Краевые офиолитовые аллохтоны.— М.: Наука, 1976.— 170 с.

- Рундквист Д. В. О пространственно-временных закономерностях размещения месторождений полезных ископаемых.— В кн.: Проблемы развития советской геологии. Л.: изд. ВСЕГЕИ, 1971, с. 266—299.
- Рябой В. З. Структура верхней мантии территории СССР по сейсмическим данным.— М.: Недра, 1979.— 245 с.
- Саваренский А. Ф. К вопросу о неоднородности глубинного строения Земли.— Докл. АН СССР, 1940, т. 27, № 1, с. 18—22.
- Сайкс Л. Роль сейсмичности в анализе глобальной тектоники и в прогнозе землетрясений.— В кн.: Верхняя мантия. М.: Мир, 1975, с. 176—193.
- Салоп Л. И. Тектонические циклы докембрия (проблема периодичности тектогенеза).— Сов. геология, 1983, № 3, с. 37—46.
- Салоп Л. И. Тектоника плит в свете геологии докембрия.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1984, т. 59, вып. 4, с. 15—31.
- Сауков А. А. Геохимия.— М.: Наука, 1966.— 486 с.
- Севергин В. М. Первые основания минералогии или естественной истории ископаемых тел. Кн. 1.— Спб., 1798.— 260 с.
- Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР.— М.: Наука, 1980.— 179 с.
- Сёмов В. Н. Закономерности размещения разломов в земной коре.— Докл. АН СССР, 1977, т. 233, № 2, с. 451—453.
- Ситдиқов Б. Б. Неотектоника Западного Тянь-Шаня.— Ташкент: Фан, 1985.— 141.
- Сичвица О. М. Мобильность науки.— Горький: Волго-Вят. кн. изд-во, 1975.— 253 с.
- Соболев В. С., Добренов Н. Л., Соболев Н. В. Классификация глубинных ксенолитов и типы верхней мантии.— Геология и геофизика, 1972, № 12, с. 37—42.
- Соллогуб В. Б., Просек Д., Гутерх А. Введение.— В кн.: Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы. Киев: Наукова думка, 1978, с. 5—10.
- Соллогуб В. Б., Харитонов О. М., Чекунов А. В. Глубинное строение Восточно-Европейской платформы по данным геофизических исследований.— Геофиз. журн., 1980, № 6, с. 26—35.
- Соловьев В. А. Тектоника континентов (систематизация понятий и упорядочение терминологии).— Хабаровск: Хабаровск. кн. изд-во, 1975.— 365 с.
- Справочник по тектонической терминологии.— М.: Недра, 1970.— 581 с.
- Стенон Н. О твердом, естественно содержащемся в твердом.— М.: Изд-во АН СССР, 1957.
- Степин В. С. К проблеме структуры и генезиса научной теории.— В кн.: Философия. Методология. М.: Наука, 1972.
- Стирпейка А. Д. Тектоническое развитие и районирование Балтийской синеклизы в пределах Литвы.— В кн.: Региональная тектоника Белоруссии и Прибалтики. Минск: Наука и техника, 1977, с. 35—41.
- Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану/ Под ред. Е. И. Гальперина, И. П. Косминской.— М.: Наука, 1964.— 308 с.
- Структура континентов и океанов/Под ред. Ю. А. Косыгина, В. А. Кулындышева, В. А. Соловьева.— М.: Недра, 1979.— 511 с.
- Суворов А. И. Главные разломы Казахстана и Средней Азии.— М.: Изд-во АН СССР, 1963.— 95 с.
- Суворов А. И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов.— М.: Наука, 1968.— 316 с.
- Тараканов Р. З., Левый Н. В. Полистеносферная модель верхней мантии Земли по сейсмическим данным.— Докл. АН СССР, 1976, т. 176, № 3, с. 571—574.
- Тектоника Евразии. Объяснительная записка к Тектонической карте Евразии масштаба 1 : 5 000 000/Под ред. А. Л. Яншина.— М.: Наука, 1966.— 487 с.
- Тектоника Европы. Объяснительная записка к Международной тектонической карте Европы масштаба 1 : 2 500 000.— М.: Недра — Наука, 1964.— 364 с.
- Тектоническая карта мира. Масштаб 1 : 45 000 000.— Л.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 1984.
- Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. Масштаб 1 : 5 000 000. Объяснительная записка/Под ред. Н. С. Шатского.— М.: Госгеолтехиздат, 1957.
- Тектоническая карта юга СССР. М-б 1 : 1 000 000. 28 листов.— М.: ГУГК, Фабрика № 4, 1975.
- Тетяев М. М. Принципы тектонического районирования территории СССР.— Пробл. сов. геологии, 1933, № 1.
- Тетяев М. М. Основы геотектоники.— М.: ОНТИ, 1934.
- Тимофеев П. П. Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия ее образования.— М.: Наука, 1970.— 208 с.
- Трипольский А. А. Сопоставление расчлененности земной коры Украинского и Индийского щитов.— Докл. АН УССР. Сер. 6, 1981, № 7, с. 34—36.
- Трофимук А. А. Нефть и газ Сибири.— Наука в СССР, 1985, № 5.
- Трофимук А. А., Карагодин Ю. Н. Основные типы циклокомплексов нефтегазоносных бассейнов Сибири.— Докл. АН СССР, 1974, т. 214, № 5, с. 1156—1159.
- Тюхтин В. С. О подходах к построению общей теории систем.— В кн.: Системный анализ и научное знание. М.: Наука, 1978, с. 42—59.
- Удинцев Г. Б. Рельеф и строение дна океанов.— М.: Недра, 1985.
- Удинцев Г. Б., Берсенев А. Ф., Гордин В. Н. Структурная неоднородность дна океа-

- нов и проблема границы океан — континент.— Геотектоника, 1980, № 2, с. 13—26.
- Устиев Е. К. Проблема вулканизма — плутонизма. Вулканоплутонические формации.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 12, с. 3—30.
- Ушаков С. А., Ясамапов Н. А. Дрейф материков и климаты Земли.— М.: Мысль, 1984.— 206 с.
- Уэрзел Ж. Глубинная структура окраин материков и среднеокеанических хребтов.— В кн.: Геология и геофизика морского дна. М.: Мир, 1969, с. 262—286.
- Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации.— М.: Иностран. лит., 1962.— 444 с.
- Федоров Е. С. Начала учения о фигурах.— Зап. ВМО, 1885, ч. 21.— 240 с.
- Федотов С. А. Закономерности распределения сильных землетрясений на Камчатке, Курильских островах и северо-восточнее Японии.— Тр. Ин-та физики Земли АН СССР, 1965, № 36, с. 66—93.
- Фисуненко О. П., Пичугин Б. В. Практикум по геологии.— М.: Просвещение, 1977.— 128 с.
- Хабаров Е. М. Сравнительная характеристика позднедокембрийских рифогенных формаций (юг Восточной Сибири, Южный Урал и Тиман).— Новосибирск: Наука, 1985.
- Ханн В. Е. Общая геотектоника.— Изд. 2-е.— М.: Недра, 1973а.— 509 с.
- Ханн В. Е. О некоторых спорных вопросах и трудностях формационного анализа.— В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск: Наука, 1973б, с. 15—18.
- Ханн В. Е. Опыт сопоставления основных систем геологических понятий.— В кн.: История и методология естественных наук. Вып. XXIII. Геология. М.: Изд-во МГУ, 1979, с. 8—12.
- Ханн В. Е. Об основных структурных элементах Земли.— Геология и геофизика, 1984, № 12, с. 155—159.
- Ханн В. Е. Тектоника литосферных плит — достижения и нерешенные вопросы.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1984, № 12, с. 23—37.
- Ханн В. Е., Левин Л. Э. Основные черты тектоники континентов и океанов (объяснительная записка к тектонической карте мира масштаба 1 : 25 000 000).— М.: ВНИИзарубежгеология, 1980.
- Херасков Н. П. Тектоника и формации.— М.: Наука, 1967.— 404 с.
- Худяков Г. И. Геоморфотектоника юга Дальнего Востока.— М.: Наука, 1977.— 227 с.
- Цейслер В. М. Введение в тектонический анализ осадочных геологических формаций.— М.: Наука, 1977.— 151 с.
- Цейслер В. М. Тектонические структуры на геологической карте СССР.— М.: Наука, 1979.— 159 с.
- Цейслер В. М. Геологические формации. Вопросы выделения и тектонического анализа.— М.: Наука, 1979.— 79 с.
- Чекунов А. В. Структура земной коры и тектоника юга европейской части СССР.— Киев: Наукова думка, 1972.— 176 с.
- Чалышев В. И., Сорвачев Н. С. Ритмичность карбонатных отложений.— Л.: Наука, 1977.— 40 с.
- Чиков Б. М. Срединные массивы и вопросы тектонического районирования складчатых сооружений.— Новосибирск: Наука, 1978.— 290 с.
- Чудинов Ю. В. Распирение Земли как альтернатива «новой глобальной тектоники».— Геотектоника, 1976, № 4, с. 16—38.
- Шанцер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований.— М.: Наука, 1966.— 239 с.
- Шатский Н. С. Избранные труды. В 3-х томах.— М.: Наука. Т. 1, 1963, 622 с.; Т. 2, 1964, 720 с.; Т. 3, 1965, 348 с.
- Шатский Н. С., Косыгин Ю. А., Пейве А. В. и др. К вопросу о периодичности осадконакопления и о методе актуализма в геологии.— В кн.: К вопросу о состоянии науки об осадочных породах. М.: Изд-во АН СССР, 1951.— 273 с.
- Шафрановский И. П. А. Г. Вернер — знаменитый минералог и геолог.— Л.: Наука, 1968.— 196 с.
- Шелищ П. Б. Динамика науки.— Л.: Наука, 1981.— 141 с.
- Шерман С. И. Физические закономерности развития разломов земной коры.— Новосибирск: Наука, 1977.— 101 с.
- Шерман С. И. Структурная основа современной геотектоники.— Геология и геофизика, 1981, № 12, с. 160—163.
- Шлезингер А. Е., Яншин А. Л. Тектоническая неоднородность дна Мирового океана.— Сов. геология, 1981, № 7, с. 41—49.
- Штилле Г. Избранные труды. Пер. с нем.— М.: Мир, 1964.— 887 с.
- Штоф В. А. Проблемы методологии научного познания.— М.: Высш. шк., 1978.— 271 с.
- Штрейс Н. А. О происхождении Гондваны.— В кн.: Гондвана. М.: Наука, 1964, с. 7—47.
- Штрейс Н. А., Марков М. С., Моссаковский А. А. Тектоника складчатых сооружений.— В кн.: Тектоника в исследованиях Геологического ин-та АН СССР. М.: Наука, 1980, с. 29—94.

- Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации.— Л.: Недра, 1968.— 180 с.
- Эйнштейн А. Собрание научных трудов.— М.: Мир. Т. I, 1965, 700 с.; Т. IV, 1967, 599 с.
- Юшкин Н. П. Понятие о минерале и таксономические системы минералогии.— Тр. Ин-та геол. Комп. филиала АН СССР, Сыктывкар, 1971, вып. 15, с. 3—34.
- Яновский Б. М. Земной магнетизм.— Л.: Изд-во ЛГУ, 1978.— 482 с.
- Янин А. Л. Общие особенности строения и развития молодых платформ.— В кн.: Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. М.: Наука, 1965а, с. 7—18.
- Янин А. Л. Тектоническое строение Евразии.— Геотектоника, 1965б, № 5, с. 7—36.
- Янин А. Л. Принципы составления карты и ее условные обозначения.— В кн.: Тектоника Евразии. М.: Наука, 1966, с. 13—31.
- Aki K. Generation and propagation of G-waves from the Niigata earthquake of June 16, 1964.— A statistical analysis, Bull. Earthq. Res. Inst. (Tokyo), 1966, v. 44, p. 23—72.
- Anderson D. L. Latest informations from seismic observations. The Earth's Mantel. London — N. Y., 1967.
- Ben-Menahem A. Observed attenuation and Q values of seismic surface waves in the upper mantle.— J. Geophys. Res., 1965, v. 70, p. 4641—4651.
- Bemmelen R. W. van. Megaundations as cause of continental drift.— Geol. en Mijnbouw, 1965, v. 44, N 9, p. 320—333.
- Bertrand M. La chaîne des Alpes et la formation du continent Européen.— Bull. Soc. geol. France, 3-me série, 1887, v. 15.
- Bertrand M. Structure des Alpes françaises et recurrence de certains facies sedimentaires.— In: Congr. Geol. Intern. Compte rendu 6 session. Lausanne, 1897, p. 163—177.
- Brune T. N., Nafe T. E., Alsop L. E. The polar phase shift of surface waves on a sphere.— Bull. Seismol. Soc. Amer., 1961, v. 51, p. 247—258.
- Bucher W. H. The deformation of the Earth's crust.— Princeton univ. press, 1933.
- Caloi P. Seismic waves from the outer and inner core.— Geophys. T. Roy. Astr. Soc., 1961, v. 4, p. 139—150.
- Canuto V. M. The Earth's radius and the G variation.— Nature, 1981, v. 290.
- Carey S. W. The expanding Earth.— Elsevier. Amsterdam, 1976.— 488 p.
- Chandrasekhar S. The thermal instability of fluid sphere heated within Phil. Mag., 1952, v. 7, p. 1317—1329.
- Ciric B. L'expansion de la terre-cause principale de la tectogenese.— In: Metallogeny and concepts of the geotectonic development of Yugoslavia. Belgrade: Belgrade University, Dept. Econ. Geol., 1974.
- Cloos H. Hebung — Spaltung — Vulkanismus.— Geol. Rundschau, 1939, Bd 30, N 4.
- Dziewonski A., Landisman M. Great circle Rayleigh and Love wave dispersion from 100 to 900 seconds.— Geophys. T. Roy. Astr. Soc., 1970, v. 19, p. 37—91.
- Embieton B. J. J., Schmidt. Recognition of common Precambrian polar wandering: a conflict with plate tectonics.— Nature, 1979, v. 289.
- Glikson A. Y. Precambrian sial-sima relations: evidence for Earth expansion.— Tectonophysics, 1980, v. 63.
- Gressly A. Observations géologiques sur le Yura Soleurois.— In: Neue Denkschr. der Allg. Schweizer. gessell. für die gesammten Naturwiss. Bd II, 1838; Bd IV, 1840; Bd V, 1841.
- Gutenberg B. Beobachtungen an Registrierungen von Fernbeden in Göttingen und Folgerungen über die Konstitution des Erdkörpers.— Nachr. Ges. Wiss. Klasse, 1914, N 1—52, p. 125—176.
- Hall J. Geological survey of New York Paleontology, 1859, v. III.
- Halm J. K. E. An astronomical aspect of the evolution of the Earth.— J. Astron. Soc. South Africa, 1935, N 4.
- Haug E. Les géosinclinaux et les aires continentales.— Bull. Soc. Geol. France. II sér., 1900, v. 3, N 28.
- Hilgenberg O. Vom wachsenden Erdball.— Berlin, 1933.
- Hobbs W. H. Repeating patterns in the relief and the structure of the Land.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1911, v. 22, N 5, p. 123—176.
- Holmes A. Principles of physical geology. 2 ed.— Nelson, London and Edinburgh, 1965.— 1288 p.
- Holmes A. Radioactivity and earth movements.— Trans. Geol. Soc., Glasgow, 1931, v. 18, p. 559—606.
- Jeffreys H. The rigidity of the Earth's central core.— Mon. Not. Roy. Astr. Soc., Geophys. Suppl., 1926, N 1, p. 372—383.
- Jeffreys H. The times of Pup to 30°.— Mon. Not. Roy. Astr. Soc., Geophys. Suppl., 1952, N 6, p. 348—364.
- Jordan T. H. The deep structure of the continents.— Sci. Amer., 1979, v. 240, N 1.
- Kanamori H. Velocity and Q of mantle Planet.— Interiors, 1969, v. 2, p. 259—275.
- Katsumata M., Sykes L. R. Seismicity and tectonics of the Pacific, Izu-Mariana-Caroline and Ryukyu-Taiwan regions.— J. Geophys. Res., 1969, v. 74, p. 5923—5948.
- Knott C. G. The propagation of earthquake waves through the Earth and connected problems.— Edinburg, 1919, N 39, p. 157—208.

- Kober L. Der Bau der Erde.— Berlin, 1921.— 324 S.
- Kober L. Tectonische Geologie.— Berlin, 1924.— 492 S.
- Kranck E. H. On folding-movements in the zone of the basement.— Geol. Rundschau, 1959, v. 46, N 2.
- Kraus E. C. Das Orogen, Repriff, Bildungsweise und Erscheinungsformen.— In: Internat. Geol. Congr. Rep. XXI Sess., p. XVIII. Copenhagen, 1960, p. 292—298.
- La géologie et les gites minéraux en Pologne.— Varsovie, 1980.— 703 S.
- Lameyre J. Roches et minéraux. 1. Les matériaux.— Paris, 1975, 126 p.
- Lameyre J. Roches et minéraux. 2. Les formations.— Paris, 1975, 127—351 p.
- Lehmann I. Low-velocity layers in the Earth's Mantle.— London, Academic Press, 1967.
- Lehmann I. The 440-km discontinuity.— Geophys. T. Roy. Astr. Soc., 1970, v. 21, p. 259—372.
- MacDonald G. J. F., Knopoff L. The chemical composition of the outer core.— Geophys. T. Roy. Astr. Soc., 1958, v. 1, p. 284—297.
- McKenzie D. P., Roberts J. M., Weiss N. O. Convection in the earth's mantle: towards a numerical simulation.— J. Fluid Mech., 1974, v. 62, p. 1—465.
- Metz K. Tectonische Geologie.— Stuttgart, Enke, 1966.— 357 S.
- Miyashiro A. Evolution of metamorphic belts.— J. Petrology, 1961, v. 2, N 3, p. 277—311.
- Mohorovićić A. Das Beben vom 9.X.1909.— Jb. met. Obs., Zagreb, 1909, N 9, p. 1—63.
- Molnar P., Oliver T. Lateral variations of attenuation in the upper mantle and discontinuities in the lithosphere.— J. Geoph. Res., 1969, v. 74, p. 2648—2682.
- Oldham R. D. Constitution of the interior of the Earth as revealed by earthquakes, Quart.— J. Geol. Soc., 1906, N 62, p. 456—475.
- Parker R. L., Oldenburg D. W. Thermal Model of Ocean Ridges.— Nature Phys. Sci., 1973, v. 242, N 122.
- Renevier M. E. Les locies géologiques.— Archives Sci. Physiques et Naturelle. Geneve, 1884, per. 3, v. 12, p. 297—333.
- Richter F. M. Convection and the Large-scale circulation of the mantle.— J. Geophys. Res., 1973, v. 78, p. 8735—8745.
- Schermerhorn L. J. G. Terminology of mixed coarse-fine sediments.— J. Petrol. Technol., 1966, N 9, p. 28—36.
- Suess E. Das Antlitz der Erde. Bd I—III. Prague—Wien—Leipzig, 1883—1909.
- Takeuchi H. On the Earth tide in the compressible Earth of varying density and elasticity.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1950, N 31, p. 561—689.
- Thomson S. W., Tait P. G. Treatise on Natural Philosophy. Cambridge Univ. Press, 1879.
- Toksöz M. N., Anderson D. L. Phase velocities of long-period surface waves and the structure of the upper mantle. 1. Greatcircle Love and Rayleigh wave data.— J. Geophys. Res., 1966, N 71, p. 1649—1658.
- Upper Mantle Developments in Geotectonics.— Amsterdam, 1972.— 637 S.
- Veining-Meinesz F. A. Thermal convection in the Earth's mantle.— In: Continental Drift. N. Y.—London, Acad. Press, 1962.
- Veining-Meinesz F. A., Koninkl. Nederl. Akad. v Wetenschappen, Amsterdam Proc., 1959. Ser. B, N 62, p. 115—136.
- Wadati K. e. a. On the travel time of earthquake waves.— Geophys. Mag. Tokyo, 1933, N 7, p. 87—153, 269—290; 1934, p. 187—194.
- Wiechert E. Über die Massenerteilung in Innem der Erde. Nachr. Ges. Wiss. Göttingen. Math.-Phys. Klas., 1897, S. 221—234.
- Williamson E. D., Adams L. H. Density distribution in the Earth.— J. Wash. Acad. Sci., 1923, N 13, p. 413—428.
- Witte H. Beiträge zur Berechnung der Geschwindigkeit der Raumwellen im Erdinnern.— Nachr. Ges. Wiss. Göttingen. Math.-Phys. Klas., 1932, S. 199—241.
- Woolard G. P. Crustal Structure from gravity and seismic measurement.— J. Geophys. Res., 1959, v. 64.
- Yoshii T. Regionality of group velocities of Rayleigh waves in the Pacific and thickening of the plate.— Earth and Planet Sci. Lett., 1975, v. 25, N 3, p. 305—313.

ОГЛАВЛЕНИЕ

<i>Предисловие</i>	3
Глава I. <i>Определение геотектоники. Основные периоды и этапы в ее развитии</i>	7
Глава II. <i>Методология современной геотектоники</i>	15
Фундаментальные понятия геотектоники	16
Эмпирическое и теоретическое знание	19
Систематика фундаментальных структурных единиц и целевые их классификации	22
Ранговая система структурных единиц Земли как основа общей теории ее строения и развития	23
Глава III. <i>Элементы минеральной группы — наименьшие структурные единицы химического и петрологического вещества Земли</i>	29
Мельчайшие структурные единицы химического вещества	—
Некоторые сведения о видовой систематике минералов	33
Минеральные парагенезы — главные единицы петрологического состава Земли	36
Глава IV. <i>Формационные элементы земной коры как структурно-вещественная основа изучения геологической истории Земли</i>	42
Ранняя история обособления формационных единиц	—
Новейшая история изучения геологических формаций	46
Общие принципы выделения формационных единиц разного типа	47
Наборы горных пород как мельчайшие единицы фациального состава формаций	51
Тектонические формации, или геоформации	54
Формационные комплексы	60
Магматические формационные единицы разного ранга	63
Метаморфические фации и формационные комплексы сложного состава	69
Формационные единицы в палеотектонических и геодинамических исследованиях	73
Глава V. <i>Геоструктурная группа элементов земной коры и их эволюция</i>	76
Тектонические комплексы и главные типы регионального тектогенеза земной коры	—
Структурные группы тектонических комплексов	78
Классификация тектонических комплексов по формационному составу и общая их систематика	83
Общая схема эволюции тектонических комплексов и главные типы региональной тектономагматической активизации земной коры	92
Дизъюнктивы и разломные комплексы земной коры	96
Ранговая соподчиненность дизъюнктивов	98
Классификация разломных зон земной коры по их структуре и составу	99
Слой земной коры	103
Развитие представлений о слоях земной коры и краткая история ее расчленения по сейсмическим данным	—
Физическая природа сейсмических границ	107

Ступенчато-слоистая модель строения земной коры	111
Геоструктурные области земной коры	115
История обособления геоструктурных областей	—
Главные геоструктурные группы континентальных областей земной коры	117
Геофизическая характеристика различных областей земной коры и главные типы их послонного состава	127
Общая систематика геоструктурных областей земной коры и некоторые особенности их эволюции	131
Глава VI. <i>Глобальная группа элементов Земли и современные теории ее общего строения и развития</i>	136
Вариации физических свойств по геосферам Земли и их классификация	139
Горизонтальные изменения физических свойств в земной коре и мантии	145
Общие модели глобального строения Земли	153
Современные теории глобальной геологической эволюции Земли	158
<i>Литература</i>	171

ОЛЕГ АЛИЕВИЧ ВОТАХ

ВВЕДЕНИЕ В ГЕОТЕКТониКУ

Утверждено к печати Институтом геологии
и геофизики СО АН СССР

Редактор издательства Е. С. ИВАНОВА
Художественный редактор М. Ф. ГЛАЗЫРИНА
Художник Н. А. ПИСКУН
Технический редактор Н. М. БУРЛАЧЕНКО
Корректоры В. В. ИГНАТЬЕВА, Н. В. ЛИСИНА

ИБ № 23717

Сдано в набор 12.03.85. Подписано к печати 06.08.85. МН-01568. Формат 70 × 108^{1/16}. Бумага
типографская № 3. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 16,1. Усл. кр.-отт.
16,1. Уч.-изд. л. 17,9. Тираж 1250 экз. Заказ № 628. Цена 3 руб.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука», Сибирское отделение,
630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.

4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Ставильского, 25.

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресам:

- 480091 **Алма-Ата**, ул. Фурманова, 91/97
370005 **Баку**, ул. Джапаридзе, 13
232600 **Вильнюс**, ул. Университето, 4^а
690088 **Владивосток**, Океанский проспект, 140
320093 **Днепропетровск**, проспект Гагарина, 24
734001 **Душанбе**, проспект Ленина, 95
375002 **Ереван**, ул. Туманяна, 31
664033 **Иркутск**, ул. Лермонтова, 289
420043 **Казань**, ул. Достоевского, 53
252030 **Киев**, ул. Ленина, 42
252142 **Киев**, проспект Вернадского, 79
252030 **Киев**, ул. Пирогова, 2
252030 **Киев**, ул. Пирогова, 4
277012 **Кишинев**, проспект Ленина, 148
343900 **Краматорск**, Донецкой обл., ул. Марата, 1
660049 **Красноярск**, проспект Мира, 84
443002 **Куйбышев**, проспект Ленина, 2
191104 **Ленинград**, Литейный проспект, 57
199164 **Ленинград**, Таможенный пер., 2
196034 **Ленинград**, В/О, 9 линия, 16
220012 **Минск**, Ленинский проспект, 72
103009 **Москва**, ул. Горького, 19а
117312 **Москва**, ул. Вавилова, 55/7
630076 **Новосибирск**, Красный проспект, 51
630090 **Новосибирск**, Академгородок, Морской проспект, 22
142284 **Протвино**, Московской обл., «Академкнига»
142292 **Пуцино**, Московской обл., МР, «В», 1
620151 **Свердловск**, ул. Мамина-Сибиряка, 137
700029 **Ташкент**, ул. Ленина, 73
700100 **Ташкент**, ул. Шота Руставели, 43
700187 **Ташкент**, ул. Дружбы народов, 6
634050 **Томск**, наб. реки Ушайки, 18
450059 **Уфа**, ул. Р. Зорге, 10
450025 **Уфа**, ул. Коммунистическая, 49
720001 **Фрунзе**, бульвар Дзержинского, 42
310078 **Харьков**, ул. Чернышевского, 87

В Сибирском отделении издательства «Наука»

готовятся к выпуску следующие книги:

Сейсмические свойства скальных грунтов/В. И. Джурник, А. Ф. Дреннов, Ф. И. Иванов, В. А. Потанов.— 10 л.

Рассмотрены физические и сейсмические свойства талых и мерзлых скальных грунтов. Изучены пределы изменения сейсмических свойств скальных пород в зависимости от физического состояния и их распределения в пространстве. Проанализировано влияние локальных и глубинных неоднородностей земной коры на динамические характеристики землетрясений. Рассмотрена проблема выбора и оценки эталонных грунтов и инженерной сейсмологии.

Для специалистов в области геофизики, инженерной сейсмологии, проектирования и строительства сооружений в сейсмоопасных зонах.

Удско-Шантарский фосфоритоносный бассейн/Г. В. Роганов, Л. П. Соболев, С. Я. Мельник, Г. Б. Балданов.— 15 л.

Охарактеризованы геологическое строение и фосфоритоносность Удско-Шантарского бассейна, уникального по своей тектонической природе и разнообразию литологических типов фосфоритов и вмещающих их пород. Разработаны классификации фосфоритов на литологической и технологической основах, охарактеризован вещественный состав выделенных типов руд. Проанализированы стратиграфические, литологические палеогеографические, палеотектонические закономерности размещения фосфоритов и геолого-генетические условия их образования.

Для литологов и геологов, занимающихся изучением, поисками и прогнозированием месторождений фосфоритов и других осадочных полезных ископаемых.