

О. А. ВОТАХ

0°

ABC D' D' E FG 90°



СТРУКТУРНЫЕ  
ЭЛЕМЕНТЫ  
ЗЕМЛИ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ  
Выпуск 445

113

О. А. ВОТАХ

# СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ЗЕМЛИ

Ответственный редактор  
д-р геол.-мин. наук *К. В. Боголепов*



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
Новосибирск • 1979



Книга посвящена сравнительной тектонике разноранговых элементов Земли — проблемам ее объемного расчленения по структурно-вещественным признакам. Обсуждаются вопросы, связанные с построением общей системы структурных элементов Земли на базе единой ранговой шкалы. Предлагается способ создания такой шкалы по критериям изменения главных структурных свойств. По правилу изменения вектора структурных преобразований обособлены четыре ранговые группы элементов (минеральная, формационная, геоструктурная и глобальная), а по закону инверсии структурных свойств в каждой группе выделены по три вида ранговых элементов. Ранговые группы и виды структурных элементов земной коры характеризуются по эталонам, или тектонотипам. Глобальная группа структурных элементов Земли рассматривается на примере экваториального профиля планеты, представленного в виде конвекционно-сферической модели. Особое внимание уделяется методологии структурного анализа. Приводятся сведения по истории обособления структурных элементов Земли разного ранга.

Работа рассчитана на широкий круг геологов, геофизиков и геохимиков, а также на других специалистов в области наук о Земле.

## ВВЕДЕНИЕ

Книга, как это следует из ее названия, посвящена структурным элементам Земли. Главная цель монографии — познакомить читателя с теми основными структурно-вещественными неоднородностями, которые в составе земной коры и в глубоких недрах нашей планеты обособляются. Данная работа, конечно, не представляет собой попытки рассказать все, что известно современной науке о всех структурных элементах Земли: это не под силу одному автору и практически не осуществимо в объеме одной книги. На страницах предлагаемой книги делается лишь попытка, во-первых, показать в самых общих чертах, чем отличаются одни структурные элементы от других, более крупных или более мелких. Во-вторых, решить, насколько это в настоящее время возможно, вопрос о том, сколько имеется в структуре Земли таких элементов.

Основное внимание в работе уделяется сравнительному структурному анализу этих элементов и поиску путей построения их общей систематики. Науки о Земле, как и всякие другие естественные науки, очевидно, не могут развиваться без развития единой систематики своих объектов. Ведь еще Аристотель утверждал, что «мы тогда уверены в познании всякой вещи, когда ... разлагаем ее вплоть до элементов» (Слово о науке, 1976, с. 180).

На вопрос о том, из каких элементов сложена Земля, казалось бы, может ясно ответить представитель любой специальности геологического профиля. Однако на самом деле это далеко не так. Четкого перечисления всех структурных элементов Земли разного ранга не дают даже специальные руководства по общей геотектонике и геологии. Более того, проблема построения общей систематики изучаемых структурно-вещественных неоднородностей в них зачастую оказывается не только не решенной, но даже в явном виде и не поставленной.

Тем не менее в целом ряде сравнительно недавно опубликованных книг собран и обобщен практически весь основной фактический материал по геологическому строению и физическим свойствам элементов Земли разного ранга, без которого постановка самой проблемы построения их общей систематики была бы невозможна. Среди таких работ, подготовивших переход к системному рассмотрению структурных элементов Земли, следует назвать прежде всего книгу «Земля» Дж. Ферхугена, Ф. Тернера, Л. Вейса, К. Вархафтинга и У. Файфа (1974), монографии «Основы геотектоники» В. В. Белоусова (1976), «Тектонику» и «Основы тектоники» Ю. А. Косыгина (1969, 1974), «Проблемы тектонической систематики» Л. И. Красного (1977) и «Общую геотектонику» В. Е. Хаина (1973а). Большое значение в подготовке перехода к системному рассмотрению структурных элементов Земли имеют терминологические справочники «Справочник по тектонической терминологии» (1970), «Тектоника континентов и океанов» (1976) и «Формы геологических тел» (1977), а также многочисленные работы по региональной и теоретической тектонике, приведенные в списке цитированной здесь литературы.

Построение общей систематики для всех структурных элементов Земли представляется 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 — науке о структуре Земли. Это, в сущности, проблема комплексная, общая для многих наук. В ее решении соответственно принимали и принимают участие ученые разных специальностей, занятые изучением тех или иных конкретных геологических объектов — минеральных, формационных, геоструктурных или глобальных элементов Земли.

В данной книге отдано предпочтение так называемому статическому, или структурному, подходу к описанию этих элементов. Однако это вовсе не означает, что автор является сторонником «агенетического» подхода к геологическим объектам. Их разностороннее изучение, по мысли автора, станет еще более эффективным, если под генетические построения будет подведена ясная и общая структурная основа.

Монография в целом 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 элементов земного шара, которыми оперирует новая глобальная тектоника. По-видимому, только построение полной системы геологических объектов решит проблему общего «анатомирования» Земли и поможет раскрыть ту функцию, которую каждый элемент определенного ранга играет в ее жизни.

Основы принятой здесь ранговой шкалы структурных элементов Земли были предварительно разработаны автором в ранее изданной им монографии «Структурные элементы Земли (в зонах сочленения платформ и складчатых областей)» (1976). Состав и строение разноранговых элементов (минеральных, формационных, геоструктурных и глобальных) характеризуются преимущественно по конкретным опорным разрезам структур земной коры, а глобальные элементы Земли рассматриваются применительно к экваториальному гипотетическому разрезу планеты. В этой книге не дается всестороннего описания конкретных региональных структур Земли. Фактический региональный материал приводится главным образом в виде разномасштабных профилей и разрезов типовых структур.

Не все приведенные здесь примеры, видимо, могут бесспорно считаться удачными тектонотипами соответствующих элементов. В дальнейшем некоторые из них, вероятно, будут пересмотрены и взамен будут выбраны другие. При выборе опорных разрезов приходилось в первую очередь ориентироваться на материал, более детально изученный и легко 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.

При написании книги автор пользовался прежде всего теми региональными материалами, которые получены при его участии в ходе работ по составлению в 1960—1968 гг. в лаборатории геотектоники Института геологии и геофизики СО АН СССР под руководством Ю. А. Косыгина «Карты докембрийской тектоники Сибири» и «Карты тектоники докембрия континентов», а также при выполнении многолетней темы «Принципы тектонического расчленения и районирования земной коры, типы докембрийских и фанерозойских структур», разрабатываемой с 1971 г. в той же лаборатории под руководством К. В. Боголепова. Весьма полезным для сравнительного анализа разноранговых структур оказалось участие автора в составлении подготовленного в 1969—1970 гг. в Алжире научно-исследовательского отчета, изданного под названием «Геология и нефтегазоспособность Алжирских Атласов» (Алиев и др., 1971). Особенно ценным в этом отношении было участие автора в большой коллективной работе по обобщению материалов по тектонике докембрия Евразии и в подготовке

к печати томов «Докембрий континентов. Древние платформы Евразии» (1977) и «Докембрий континентов. Складчатые области и молодые платформы Восточной Европы и Азии» (1978). Полезным для данной работы оказался и курс лекций по геологии СССР, читаемый автором с 1976 г. на геолого-геофизическом факультете Новосибирского государственного университета.

Структура книги полностью подчинена основной теме — сравнительной тектонике разноранговых элементов Земли. Она начинается главой, посвященной методологии этих исследователей. Во II, III, IV главах на примере сравнительно хорошо изученных разрезов решаются теоретические вопросы, связанные с обособлением минеральных, формационных и геоструктурных элементов в земной коре. В V главе рассматриваются глобальные структурные элементы (геосферы, глобальные зоны Земли, континентальные и океанические сегменты планеты). В VI главе, заключительной, дается сравнительная характеристика всех четырех ранговых групп элементов Земли. Внутренние подразделения соответствующих глав (хотя они и даны по единой схеме) несколько между собой различаются. Это объясняется тем, что степень изученности элементов разного ранга неодинакова.

Большое внимание во всех разделах книги уделено вопросам терминологии. Для структур каждого ранга 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 наверняка обязательно будут, заменены другими.

Эта книга готовилась к печати в течение многих лет. Однако ее автор и сейчас не считает себя вправе рассматривать исследование по сравнительной тектонике элементов Земли разного ранга полностью завершенным. Многие еще остаются 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 в книге идей, требует исключительно много времени.

По разным разделам работы в разное время и в разной форме автору были сделаны ценные замечания А. К. Башариным, П. М. Бондаренко, Ч. Б. Борукаевым, М. П. Гришиным, В. И. Громиным, В. Д. Ермиковым, Ю. А. Косыгиным, Ф. П. Кренделевым, В. К. Кучаев, С. В. Крыловым, А. В. Ладыниным, С. А. Захаровым, В. А. Соловьевым, Э. Э. Фотиади, Г. С. Фрадкиным, С. И. Шерманом, Б. М. Чиковым. Всем этим лицам автор приносит искреннюю признательность.

С особой благодарностью хочется отметить внимание и конструктивную помощь в осуществлении данной работы со стороны заведующего лабораторией геотектоники Института геологии и геофизики СО АН СССР К. В. Боголепова.

В период работы над книгой большую помощь в выполнении чертежей и подготовки текста оказали С. Ю. Беляев, И. А. Вашак, Г. Я. Дянова, М. Б. Лимонова, Т. Н. Пузырева, Р. И. Теслюк и М. А. Чикова, которым автор также выражает глубокую благодарность.

МЕТОДОЛОГИЯ СРАВНИТЕЛЬНОЙ ТЕКТОНИКИ  
РАЗНОРАНГОВЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ЗЕМЛИ

В современной литературе методология определяется как теория специального предмета, ориентированная на процесс его познания. По словам Н. Ф. Овчинникова (1978), *методология — это своеобразная форма обращения знания к самому себе, в которой рассматриваются средства познания и правила оперирования ими*. Согласно этому определению методология сравнительной тектоники разноранговых элементов Земли (структурной геотектоники) — это, прежде всего, рассмотрение и обсуждение вопроса о том, как следует строить единую систему понятий, относящихся ко всем объектам геотектоники.

Методология создания систем понятий, построения разнообразных концепций (гипотез и теорий) фактически разрабатывается в рамках не одной только геотектоники. Дело в том, что методологические аспекты построения общих систем понятий и теорий выходят за пределы этой науки и даже всей области наук о Земле. Они, по сути дела, являются общими для всех так называемых «наблюдательных» областей знания. Поэтому при решении многих методологических вопросов структурной геотектоники следует, очевидно, учитывать опыт других наук, особенно тех, которые уже пережили этап создания общих классификаций своих объектов, имеют в своем арсенале достаточно совершенные системы понятий, а также теории, основанные на «наблюдаемых фактах».

Методологический опыт этих наук в интересующем нас плане проанализирован в целой серии сравнительно недавно опубликованных работ по философии естествознания, науковедению и методологии наук вообще; наряду с этим в последние годы отмечается явное повышение интереса самих геологов к методологической составляющей своей науки, что нашло отражение в ряде опубликованных по этой теме монографий (Груза, 1977; Методы..., 1978; Круть, 1978; и др.).

В книге «Методы теоретической геологии» (1978), в частности, обращается внимание на то, что на смену традиционному теоретическому стереотипу геологии — сочетанию неконтролируемых гипотетических построений с культом первичных данных, якобы свободных от методологических установок исследователя, — приходит решительный пересмотр научной парадигмы и стремление максимально усовершенствовать процедуру получения теоретического знания. Авторы указанной книги решились на утверждение, что господствовавшая на протяжении почти трех веков в геологии «парадигма (которой наука обязана многими успехами) достигла своего потолка и буквально на наших глазах, так сказать, метасоматически замещается новой, еще не окрепшей, но более совершенной парадигмой — системной, или системно-тектологической» (с. 80). Именно в системном подходе видится авторам этой книги, как, впрочем, и многим другим геологам, росток новой общенаучной парадигмы в геологии.

Но по каким принципам, или правилам, следует строить такую сис-

тому? Вот вопрос, который пока не имеет однозначного ответа. Нет среди исследователей единодушия и в выборе наиболее перспективных путей построения единой системы структурных понятий, а также способов их определения.

## ВИДЫ ИСПОЛЪЗУЕМЫХ В ГЕОТЕКТОНИКЕ ПОНЯТИЙ И ВОЗМОЖНЫЕ СПОСОБЫ ИХ ОПРЕДЕЛЕНИЯ

В методологической литературе известны многочисленные попытки найти веское основание для деления научного знания и всех понятий на два типа: эмпирические и теоретические. Однако язык так называемых эмпирических наук, к числу которых относится и геотектоника, как отмечает Н. Ф. Овчинников (1978), может иметь двойственный словарный состав. Знания таких наук передаются не только посредством математических терминов, но и при помощи уточненных слов естественного языка. Математический язык позволяет представить найденные в науке закономерности в их общности, т. е. способствует организации знания, а с помощью естественного языка эти знания пополняются путем введения в науку новых эмпирических данных.

Факты — это констатация отдельных отношений, взятых вне связи с другими отношениями. Термин этот также часто употребляют в смысле единицы эмпирического знания. Известно, что получение самих фактов не является конечной целью в науке. Их часто сравнивают с грудой кирпичей, из которых предстоит строить здание науки: без систематизации, обобщения и логического осмысления фактов никакая наука существовать не может (Вахтомин, 1973; Пуанкаре, 1906; Рачков, 1974; Розов, 1977).

В геотектонике, как и в любой другой науке, факты отыскиваются, отбираются и становятся научными только с позиции определенных теоретических представлений, т. е. определенной концепции. Такая «предвзятость» необходима в каждом научном исследовании. Н. С. Шатский (1965, с. 33) утверждал, что лучше придерживаться тех или иных воззрений сознательно, чем пассивно или механически. Отказ вообще от всякой предвзятости в науке рассматривается как фактическое отрицание предвзятости научной (необходимой в каждом научном исследовании) в пользу предвзятости ненаучной (Арсеньев и др., 1967).

Исходя из твердо установленных фактов, теоретик, очевидно, должен уметь сконструировать общие, или фундаментальные, понятия и высказывать такие идеи (гипотезы), которые дадут возможность представить многообразие эмпирического знания в систематизированном и упорядоченном виде, т. е. в конечном счете позволят создать теорию.

Если эмпирические закономерности вбирают в себя все богатство единичных фактов, то теории включают известные эмпирические соотношения и позволяют получать новые соотношения, т. е. новые теоретические понятия и факты. Теории, как и понятия, тоже могут классифицироваться на эмпирические и теоретические.

Согласно В. Н. Карповичу (1977), достаточно ясным критерием отличия двух упомянутых выше классов понятий (терминов) служит способ их определения: *эмпирические понятия, термины наблюдения — это такие термины, значения которых заданы остенсивно, т. е. указаниями на конкретные объекты.* В таких науках, как геотектоника, *остенсивно вводимые понятия образуют так называемый словарь языка наблюдения.*

Эмпирические понятия (термины), как правило, определяются с помощью непосредственного указания на объекты, входящие в их объем. Во многих естественнонаучных теориях, в том числе и в теоретических концепциях геотектоники, такие эмпирические термины служат основой формирования понятий уже на теоретическом уровне.

В. Н. Карпович (1977) обращает внимание на то, что при остенсивном определении терминов возникает одна трудность, которая требует неко-

торых разъяснений. Она вызвана тем, что, определяя понятие естественным, или остенсивным, способом (путем непосредственного указания), мы знакомимся с объектами конкретными, чувственно воспринимаемыми, а не с абстрактными (предикатными знаками предложения). Последние, как известно, не могут быть объектом непосредственного ознакомления. Однако неверно было бы на этом основании считать, что абстрактные понятия нельзя определять остенсивно. «Исследовательская практика показывает, — подчеркивает В. Н. Карпович, — что это постоянно делалось и делается в различных эмпирических науках» (с. 22).

Определение понятия остенсивным способом осуществляется таким указанием на конкретные объекты (в нашем случае это будут тектонотипы структурных элементов Земли разного ранга), при котором называются, с одной стороны, типичные положительные, а с другой — типичные отрицательные примеры, являющиеся антиподами выделяемых классов.

Поскольку перечислить все множество выделяемых объектов того или иного типа и назвать все их антиподы (например, назвать все известные в структуре земной коры тектонические впадины и перечислить одновременно все те элементы, которые им противопоставляются) невозможно, то *остенсивное определение обычно характеризуется так называемой неполнотой, т. е. наличием некоторой области неопределенности* (Горский, 1974; Карпович, 1977).

Трудность использования остенсивных определений в геотектонике, в частности, заключается и в том, что решение вопроса о схожести объектов с тектонотипами (эталопами) не всегда однозначно. В практике региональных тектонических работ встречаются такие структурные элементы, относительно которых иногда нельзя сказать четко, обладают они рассматриваемым свойством схожести или нет. Такие случаи, видимо, следует относить к областям неопределенности остенсивного определения. Логический смысл остенсивно вводимых понятий, следовательно, основывается не только на прямом наблюдении, но и на принятии некоторых допущений, регулирующих использование таких понятий в сомнительных случаях.

В современной геотектонике остенсивные определения составляют основу очень многих (если только не всех) 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. Остенсивные определения исходных эмпирических понятий в геологических науках в большинстве случаев основываются на визуальном и инструментальном (геофизические методы) изучении окружающего мира. 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 обстоятельством, вероятно, обусловлены главные трудности обучения современному языку геотектоники. Остенсивный способ обучения (сравнительный, на основе практики) оказывается в данном случае главным, требующим большей затраты времени и сил.

Научные понятия не есть нечто раз и навсегда данное. Их следует рассматривать, как и саму науку, в развитии, становлении и изменении, а также в строгом соответствии с конкретной системой, которой они принадлежат. Широко известно высказывание на этот счет М. Планка (Слово о науке, 1976, с. 177): «Наука находит понятия, с которыми она работает, не готовыми; она впервые их искусственно создает и только постепенно совершенствует».

Научные понятия, как подчеркивает А. Р. Познер (1977, с. 125), не являются механическим набором, конгломератом разрозненных, разединенных понятий. Они всегда связаны между собой определенным об-

разом в рамках единой теории (гипотезы, научной концепции и т. п.), ограничены определенной системой знаков и принципов.

В развитых науках (при наличии систем понятий, теорий) каждое понятие, как правило, определяется в соответствии с тем положением, которое оно занимает в той или иной системе понятий, связанных между собой по известным законам конкретной науки, а также правилам логики. Поэтому многие ученые справедливо считают, что определить понятие — значит, прежде всего, указать его место в конкретной системе понятий; так устанавливаются, например, виды атомов по их положению в системе химических элементов.

Правило терминологической однозначности требует, чтобы в рамках данной теории (системы понятий, концепции и т. д.) каждое понятие обозначалось одним-единственным термином (Горский, 1974; Соловьев, 1975; Тектоника континентов и океанов, 1976). Однако для целой отрасли знания (или для какой-либо одной науки в целом) это правило вовсе не обязательно. 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*. А. С. Поваренных (1970) по этому поводу справедливо заметил, что разработка удобной терминологии находится в непосредственной зависимости от принимаемых классификационных схем, т. е. систем понятий.

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 одна, 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.

Проблема построения общих систем понятий входит в компетенцию не логики как таковой, а конкретной отрасли знания или даже отдельного научного направления, ибо история науки, в том числе и 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 «создание новых является необходимым условием прогрессивного развития науки» (Познер, 1977, с. 27).

По проблемам геотектоники, как и по проблемам других отраслей геологии, где имеется много систем понятий, нередко возникают всякого рода недоразумения и длительные споры из-за постоянной подмены понятий, возникающей при переносе смысла терминов из одной языковой конструкции (системы) в другую. Не случайно многие ученые и, в частности, А. А. Богданов с соавторами (1972, с. 3) в этой связи отмечают, что «геологи перестают понимать друг друга, поскольку под одним и тем же названием они зачастую подразумевают совершенно различные природные явления или объекты». Во избежание недоразумений употребляемые в геологических работах термины часто поясняются, но и этого бывает недостаточно.

Опыт работы над тектонической терминологией (Справочник..., 1970; Тектоника континентов и океанов, 1976; Соловьев, 1975; и др.) показал, что *практически невозможно привести термины в некую единую систему без предварительного четкого обособления самих систем понятий, относя-*

щихся к разным теориям и геотектоническим концепциям. Независимых, изолированных понятий и терминов в геотектонике, как и в других науках, по-видимому, не существует. Каждый термин связан определенными отношениями с другими, а тем самым — с конкретной системой, компонентом которой он является. Таким образом, приоритет в создании понятийных систем всегда принадлежит общим законам и правилам связи и корреляции, по которым разные понятия объединяются в данную систему.

Приведение систем терминов в соответствие с конкретной системой понятий (упорядочение терминологии) следует считать, вероятно, одним из завершающих этапов в научном исследовании. Упорядочить терминологию, не соотнося каждый термин с той или иной системой понятий, в которой он использован, вряд ли возможно. Суть упорядочения терминологии заключается в усовершенствовании того научного языка (качества естественно сложившейся терминологии), который используется в конкретной системе понятий. Хорошим примером в этом отношении является справочник «Тектоника континентов и океанов» (1976), в котором каждый термин рассматривается в строгой корреляции с конкретной понятийной системой.

Таким образом, в геотектонике, как и во многих других разделах естествознания, используются и эмпирические, и теоретические понятия. Причем первые из них обычно вводятся в обиход науки методом остенсивного определения — указанием на конкретные природные объекты (явления), а также на их антиподы — другие компоненты классификации. В последующих главах будет показано, что эмпирические понятия и их остенсивные определения, особенно на первых этапах исследования, практически использовались при обособлении всех структурных элементов Земли разного ранга: минералов, горных пород и их наборов, геоформаций, формационных и тектонических комплексов, слоев земной коры и всех более крупных структур. Теоретические понятия и определения появились в геотектонике значительно позже, в связи с необходимостью упорядочения предварительно накопленного конкретного знания.

## [ ПОНЯТИЙНЫЕ СИСТЕМЫ ГЕОТЕКТониКИ ]

Среди многоплановых исследований в геотектонике Ю. А. Косыгин и В. А. Соловьев (1969 и другие их работы) различают три типа задач, решаемых с использованием различных систем понятий: статические, динамические и историко-генетические (ретроспективные). Эти три категории систем понятий в геотектонике различаются тем, что статические и динамические системы имеют свои оригиналы в природе, на которых можно проверить правильность моделей, в то время как историко-генетические конструкции в этом смысле проверить нельзя.

Однако, классифицируя понятийные системы геотектоники, следует иметь в виду, что только статические задачи решаются синхронным подходом к объекту, а динамические и историко-генетические — диахронным. В этой связи динамические системы по своей сущности тоже являются историко-генетическими.

Как справедливо заметил В. В. Груза (1977), в указанной классификации два первых типа (статические и динамические системы) выделяются с учетом тех онтологических аспектов, которые устанавливаются при описании объектов, а третий тип (ретроспективные системы) — с учетом особенностей опосредованного получения знаний в геологии. Для приведения рассматриваемой классификации в корректный вид необходимо, очевидно, выделить прежде всего два главных класса систем понятий: статические и историко-генетические. А динамическую систему обособить в составе историко-генетического класса.

Эти два принципиально различных класса систем понятий определяют возможность условного разделения «общей геотектоники» на две основные части: 1) физическую, или структурную, геотектонику и 2) историческую геотектонику. Физическая, или структурная, геотектоника должна описывать структуру Земли и всех ее элементов, исходя из современных физических свойств земного пространства. В задачи исторической геотектоники входит изучение последовательности развития структуры земной коры, установление в этом развитии (путем построения динамических моделей и систем) определенных этапов и стадий, а также тех элементов, которые существовали на Земле в геологическом прошлом.

Признание за структурной геотектоникой и статическим подходом в геотектонике преимущества «проверяемости по природным оригиналам», конечно, 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, особенно тех, в которых непосредственно изучаются природные объекты. Огромная теоретическая и практическая важность проблем генезиса не вызывает сомнения. Однако всю серию генетических научных исследований в геотектонике необходимо поставить, как это сделано уже во многих других науках (например, в минералогии и петрографии), на единую и четкую структурную основу.

Прежде чем строить разнообразные историко-генетические теории тектогенеза, очевидно, необходимо знать (уметь распознавать и однозначно выделять) те объекты, генезис которых мы собираемся устанавливать. Сущность такого феноменологического направления в геологии хорошо выражена Т. Бартом (1956): «Прежде чем обсуждать теорию генезиса, необходимо рассматривать и классифицировать различные серии пород». Однако генетические (историко-генетические) исследования в тектонике не следует резко противопоставлять статическому структурному анализу, помня о том, что познание поведения и познание строения материального образования могут быть осуществлены в отрыве одно от другого, но лишь в ограниченных пределах (Смирнов, 1978).

Познание генезиса, или истории развития объекта, в конечном счете оказывается исследованием его строения, а познание строения — исследованием поведения.

#### О СПОСОБАХ ПОСТРОЕНИЯ СИСТЕМ ПОНЯТИЙ, ОТНОСЯЩИХСЯ К СТРУКТУРНЫМ ЭЛЕМЕНТАМ ЗЕМЛИ

Углубление и расширение наших знаний о структурных элементах Земли (тех природных объектов, которыми определяется ее современная «анатомия») приводит к тому, что эти знания становятся все более многоплановыми и многопорядковыми. Современная геотектоника обнаруживает гораздо большую сложность строения геологических объектов по сравнению с той, которую видели ученые в прошлом веке. И только потому, что исследования проводятся все более и более специализированно, удается избежать путаницы и смешивания разноплановых и разнопорядковых явлений. Эта постоянно растущая специализация вполне оправдана, поскольку невозможно изучать Землю вообще, сразу во всей ее сложности.

Теоретически можно строить бесконечное количество классификаций структурных элементов Земли по самым разнообразным признакам. Любые подходы к ее тектоническому расчленению правомерны. И ни одна из многих схем расчленения Земли на структурные элементы не должна выдаваться за единственно возможную. Вопрос ведь заключается не в том, чтобы найти какую-то единую систему понятий, однозначно предопреде-

ленную устройством Земли и пригодную для решения любых теоретических и практических задач. Любые классификации, относящиеся к природным объектам, в том числе и классификации понятий о структурных элементах, предназначаются для того, чтобы упорядочить наши знания об изучаемых объектах.

В формально-логическом отношении все классификации природных объектов представляют собой некоторые специализированные относительно целей исследования системы (модели). 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.

В петрологии и в учении о магматических формациях, например, первостепенную роль играют классификации, построенные на петрографической и петрохимической основах (см. гл. II, табл. 4 и гл. III, табл. 10). Другие классификации, учитывающие соотношение породобразующих и акцессорных минералов, петрогенных элементов и элементов-примесей, рудоносность и т. п., ориентированы на выполнение более узких задач. Они рассматриваются как «вспомогательные диагностические классификации, обычно не претендующие на учет полной группы объектов» (Методы..., 1978, с. 224).

Наиболее общие классификации, построенные на основе структурно-вещественных критериев, имеющих максимально широкое значение для решения сравнительно большого круга научных и практических задач, уже давно фактически выделены в естествознании под названием «единая систематика» (синонимы: общая, естественная, общенаучная систематика). Сравнительный анализ этих двух главных типов классификаций показывает, что практически каждая узкоспециализированная классификация в явном или неявном виде строится на основе более общей («единой») систематики природных объектов и явлений. Строить целевые классификации вне единой систематики объектов, очевидно, невозможно, ибо, по словам Ф. Энгельса, «существуют не качества, а только вещи, обладающие качествами и притом бесконечно многими качествами» (Ф. Энгельс и К. Маркс. Сочинения. Изд. 2-е, т. 20, с. 547). Иными словами, единая систематика — это классификация самих «вещей», тогда как все прочие специализированные (целевые) классификации — это классификации «отношений» и «свойств» этих вещей. Понятия «вещи», «отношения» и «свойства», как известно, — исходные категории всего естествознания. Без них не обходится ни одна конкретная область знания, в том числе и геотектоника.

Выделение и группировку объектов по структурно-вещественным (систематическим) признакам в геотектонике принято называть *общей систематизацией*, а группировку их по любым другим признакам — *целевым классифицированием* (Драгунов, 1971; Вотях, 1976). В соответствии с этим в структуре Земли различаются *системные* и *классификационные* ее элементы. Условное разделение понятий на системные и классификационные (узкоспециализированные) сравнимо с так называемой комплексной предметизацией объекта, которая заключается в том, что в реальном 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 становится возможным комплексное, междисциплинарное видение одного и того же объекта.

Рассмотренный выше подход (его называют еще концепцией естественности) к проблеме обособления геологических объектов разделяется не всеми учеными. Некоторые сторонники формализации нашей науки против-

поставляют ему так называемую «модельно-целевую концепцию», которая исходит из представлений множественности объектов и их границ. Однако концепции «естественности» и «модельно-целевая» с точки зрения разделяемого нами «естественного» подхода не могут быть примером «прямо противоречащих друг другу методологических концепций» (Методы..., 1978, с. 19). Конечно, с позиции формальной логики общая систематика и целевые классификации равноправны. Общая систематика (обособление системных, или естественных, объектов) тоже осуществляется с определенной целью. Ее можно сформулировать, например, как вполне конкретную задачу: расчленив земную кору и Землю в целом таким образом, чтобы полученное множество ее объемных структурных элементов определенного ранга в каждом случае было сопряженным. Различие именно содержательных, а не формальных аспектов систематики и классификации отмечалось ранее В. И. Драгуновым (1971, с. 87), обратившим внимание на то, что в формальном отношении процедуры построения 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 является лишь необходимым методологическим приемом, имеющим тем не менее общенаучное значение. Он позволяет «сохранить» объекты исследования независимо от постоянно изменяющихся представлений об этих объектах, об их генезисе и т. п. Польза обособления «естественных» систем понятий (общей, единой, главной их систематики) ясно видна на примере периодической системы химических элементов, видовой классификации минералов и горных пород и других систем подобного типа. Особое значение такие общие систематики имеют для интеграции знания. В настоящее время в геологии, как и во многих других науках, отмечается общая тенденция к такой интеграции научного знания. Подобное междисциплинарное движение в современной науке в целом как будто даже преобладает над тенденцией к дифференциации знания. Так, О. М. Сичивица (1975, с. 176) считает, что интеграция ни в один период истории науки не была так сильно развита, как сейчас.

Сравнительный структурный анализ элементов Земли разного ранга с целью построения единой их систематики — это в значительной мере теоретическая задача естествознания. Подходя к ее решению, следует, очевидно, познакомиться (хотя бы в самом общем виде) с теми требованиями, которые к такого рода теориям и гипотезам предъявляются.

#### НАУЧНЫЕ ТЕОРИИ ЕСТЕСТВОЗНАНИЯ, СПОСОБЫ ИХ ПОСТРОЕНИЯ

Представить себе в самом общем виде строение Земли и провести сравнительный тектонический анализ ее разноранговых структурных элементов вне какой-либо теоретической конструкции вряд ли возможно. Небезынтересно в связи с этим рассмотреть вопрос о том, какие из известных систем конструирования наиболее приемлемы для решения этой проблемы.

Теория, как известно, создается с целью понять все, в том числе и давно известные, факты с помощью построения некоторых удобных в практическом отношении систем.

С помощью теории наиболее полно выражаются результаты научного познания (Рузавин, 1977; и др.). В сущности, каждая достаточно развитая наука представляет собой систему теорий, а теория — систему понятий, утверждений, гипотез (идей) и законов. Развернутые теоретические системы также служат мощным средством регулирования процесса получения первичной информации. Они определяют подход к выбору объектов познания, исследуемых свойств и признаков. Предварительным условием для построения теорий является накопление достаточного количества эмпири-

ческой информации. Последняя должна быть подвергнута логической обработке, позволяющей обнаружить простейшие эмпирические законы.

Слово «теория» имеет чрезвычайно широкий спектр значений. И видимо, не следует надеяться, как отмечает Л. Б. Баженов (1978), что при выборе одного из них нам удастся охватить все случаи, когда это слово употребляется. Тем не менее в рамках проводимого исследования представляется целесообразным пояснить понятие «теория», опираясь на опубликованные работы. В предельно широком смысле это слово понимается как общая характеристика мышления при анализе соотношения теории и практики: теорией называют мысленное воспроизведение действительности в отличие от практики — непосредственно предметной деятельности человека (Баженов, 1978).

В более определенном смысле теория рассматривается как некоторое учение, характеризующееся известной систематичностью и организованностью знания. С информационной точки зрения теория представляется как некоторого рода преобразующий эмпирическую информацию алгоритм, с помощью которого получают новые данные, прогнозирующие поведение исследуемой системы.

Наконец, теория может быть охарактеризована как особого рода знаковое выражение, представляющее собой некоторую систему высказываний, связанных отношениями логической выводимости. Не менее распространен и остенсивный способ определения теории, осуществляемый просто путем указания на те или иные конкретные теории. основополагающим моментом в систематизации знания и в процессе построения теории являются идеи, которые вместе с другими исходными понятиями и составляют теорию. Иными словами, исходные положения теории (ее принципы, постулаты) есть всего лишь гипотезы, которые в той или иной мере учитывают познавательный опыт, зафиксированный в имеющихся понятиях или системах знаний. Прежде чем достигнуть статуса истинного научного знания, новые идеи, как известно, должны пройти неоднократную практическую проверку. И даже самые «верные» из идей, как подчеркивают М. Бунге (1967), В. Р. Ирица, А. А. Новиков (1978) и многие другие ученые, не приобретают права гражданства в науке до тех пор, пока не будут разработаны и приведены в состояние, допускающее проверку. Возникшие идеи, следовательно, превращаются в конкретные теоретические знания лишь в ходе своего развития, когда становится возможным выводить из них дополнительные понятия и объяснять явления с помощью сформулированных на основе идей научных теорий. В этом смысле теория есть развитая идея, которая вначале существует в форме гипотезы (Вахтомин, 1973).

Идеи, или гипотезы, в составе теории выполняют системообразующую функцию (Сичивица, 1975). Это центральные мысли, пронизывающие теорию. Ими объединяются все понятия, входящие в теорию. Причем фундаментальные идеи нередко могут служить не только остовам отдельных теорий, но и объединять их, образуя целые области знания. Ведущее место в науках о природных объектах всегда принадлежит общей теории, которая призвана в концентрированной форме выразить сущность научных знаний об этих объектах, показать их феноменологическую специфику и функции.

Гипотезы и теории направляют дальнейшие наблюдения исследователей, делают их труд целенаправленным.

Обычно принято считать, что научные теории имеют две главные функции — объяснительную и предсказательную. Но ряд авторов, в частности Л. Б. Баженов (1978), выделяет в качестве относительно самостоятельных функций также описательную и синтезирующую. Описательная функция теории тесно связана с функцией объяснительной. Но поскольку многие положения теорий в естествознании основываются на эмпирических данных и проверяются путем сопоставления с ними, высказывания, описывающие эти данные, имеют фундаментальное значение. Именно это

обстоятельство дает основание рассматривать описание как некоторую самостоятельную функцию теории. Описание на языке теории делает возможным последующее установление экспериментальных, или эмпирических, законов.

Между объяснительной и предсказательной функциями теории существует тесная связь. Они тождественны по своей логической структуре. Всякое объяснение к тому же включает в себя момент предсказания, а предсказание опирается на объяснение (Никитин, 1970; Баженов, 1973, 1978). С наличием синтезирующей функции в определенном смысле связано само существо теории. Л. Б. Баженов (1978) отмечает четыре таких момента, которые дают основание говорить о синтезирующей функции теории как относительно самостоятельной:

1) теория всегда создается для упорядочения огромной массы эмпирического материала;

2) теориям присуща «тенденция к экспансии»: возникнув на ограниченном материале, фундаментальные теории начинают проникать в сферу компетенции других научных дисциплин;

3) наиболее значительные теории всегда бывают связаны с выдвижением некоторых фундаментальных идей, оказывающих воздействие на формирование стиля мышления данной эпохи, а тем самым и на высшие уровни систематизации знания;

4) синтезирующая функция находит свое выражение в требовании, накладываемом на каждую новую теорию, — быть обобщением своей предшественницы.

Современная философия стала уделять структуре, классификациям и обоснованиям научных теорий большое внимание. Эти исследования, в частности, показали, что чрезмерно экстраполировать логико-математические методы на область опытного знания не следует. 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 (феноменологические, опытные, фактуальные или описательные) и логико-математические. Среди теорий, относимых к одному классу, имеется масса оттенков (Баженов, 1978). Однако считается, что эмпирические теории — это теории, непосредственно проверяемые опытом. В эмпирических теориях 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.

Деление теорий на математические и эмпирические (в широком смысле) непосредственно не связывается со степенью развитости теории. Эмпирические теории, развиваясь в непосредственном контакте с опытом, по мере обнаружения новых фактов и закономерностей должны периодически пересматриваться, а их понятия и утверждения — уточняться. В отличие от математических, теории опытных наук чаще используют гипотетико-дедуктивный метод, а не аксиоматику (Рузавин, 1977). Теория, подвергнутая логической реконструкции («дедуктивизации») и непременно включающая в себя эмпирическую интерпретацию, называется иногда гипотетико-дедуктивной теорией. Последняя рядом ученых (Баженов, 1978) считается высшим по степени развитости типом эмпирической теории.

По глубине проникновения в сущность изучаемых явлений в опытных науках различаются два класса эмпирических теорий. К первому из них относятся теории, описывающие эмпирически наблюдаемые свойства предметов (объектов) и процессов. Такие теории не делают никаких предположений о внутреннем механизме процессов и называются феноменологическими. Согласно В. Гейзенбергу (1967, с. 731), *под «феноменологической» теорией понимают такую формулировку закономерностей в области наб-*

людаемых физических явлений, в которой не делается попытки свести описываемые связи к лежащим в их основе общим законам природы, через которые они могли бы быть поняты. Подобного рода теории и системы понятий, как правило, появляются на первых ступенях развития науки, когда происходит накопление, систематизация и обобщение эмпирического материала. Глубина их ограничивается уровнем наблюдаемых объектов и явлений (феноменов). Примерами таких теорий являются: теорий световых лучей, классическая механика, начала термодинамики.

С развитием научного познания теории феноменологического типа уступают место теориям, в которых не только отображаются связи между явлениями и их свойствами, но и раскрывается конкретный механизм происходящих при этом процессов. Такие теории называются не феноменологическими. В физической оптике к ним принадлежат различные модели природы света (корпускулярная теория И. Ньютона, волновая Х. Гюйгенса, современные квантовомеханические представления). В геотектонике к не феноменологическим теориям относятся, очевидно, системы историко-генетических (ретроспективных) построений, а к феноменологическим — системы статических или структурных построений.

Эмпирические, или описательные, теории до сих пор составляют весьма значительную часть естественнонаучных теорий. Их основные положения представляют собой более или менее прямые обобщения той огромной массы эмпирических данных, которые обычно в этих теориях содержатся. Используемые для этих обобщений понятия суть качественные, классификационные, в лучшем случае — сравнительные понятия (Карнап, 1973; Баженов, 1978).

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 свободносоздаваемым 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 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). «Конечно, — писал по этому поводу П. В. Коппин (1971, с. 29), — знание все больше стремится к логической строгости, одним из элементов которой является формализация. Остановить это движение нельзя, и нет в этом никакой необходимости. В то же время наука, как и раньше, нуждается в выходах из-под жесткой деспотии формально-логической дедукции, в скачках, в движении мысли к принципиально новым результатам, в смелом выдвижении идей, концепций, не находящихся в настоящее время строго логического обоснования. Без этого наука не может успешно развиваться».

По отмеченным выше причинам какая-либо разовая реформа геологического языка (математическая формализация), которую иногда рассматривают в качестве предварительного и обязательного условия дальнейшего развития геотектоники, очевидно, неосуществима. Формально-логическую обработку должны проходить уже разработанные на основе конкретного геологического материала идеи, гипотезы или теории. С помощью формальной логики они проверяются на логическую непротиворечивость, полноту и разрешимость. Система развитых идей, которую формальная логика называет теорией, должна иметь как минимум два вида понятий: основные (исходные) и из них выводимые. Эти понятия составляют содержание теории, а их формально-логическая связь является ее логической структурой.

Произвол в выборе основных положений строящихся теорий существенно ограничивается так называемыми регулятивными принципами их построения — принципами соответствия, инвариантности (внутреннего совершенства), наблюдаемости (внешнего оправдания), простоты, фальсифицируемости (Мамчур, Илларионов, 1973; Эйнштейн, 1967).

**Принцип соответствия** состоит в том, что с появлением новых, более общих теорий старые теории, справедливость которых была установлена в той или иной области, не устраняются как нечто ложное. Новое знание непременно включает в себя обобщение старого, и в этом суть преэминентности в развитии знания. Прошедшие достаточную проверку теории свидетельствуют о том, что существуют некоторые уровни эмпирического знания, которые вполне адекватно этими теориями описываются. Перейдя в категорию частных, такие теории в большинстве случаев остаются справедливыми и полезными для того круга явлений, в котором они зародились и для которого предназначались. Для прежней области явлений они сохраняют свое значение как предельная форма и частный случай новых теорий. При этом частные теории сохраняются в общих в модифицированном виде.

Теоретические концепции становятся возможными благодаря достигнутому уровню знаний. Форма их выражения с течением времени меняется, но всегда обеспечивает определенную последовательность в развитии познания. Как отметил А. Эйнштейн (1965, т. I, с. 568), «лучший удел физической теории состоит в том, чтобы указать путь создания новой более общей теории, в рамках которой она сама остается предельным случаем».

Таким образом, новое в науке всегда вырастает на почве ранее созданного и подразумевает полное к нему уважение. Однако наша «приверженность традициям, уважительное отношение к труду предшественников и их «классическому наследию» не исключает возможностей опровержения устаревших представлений, выдвижения новых идей и смелых гипотез» (Познер, 1977, с. 156).

**Принцип инвариантности** означает, что восприятие окружающего мира возможно лишь с помощью ряда операций, которые осуществляются в виде различных групп преобразований, обнаруживающих инварианты взаимосвязи. Поэтому теории должны строиться на инвариантных величинах и соотношениях. Принцип соответствия, характеризуя сохранение элементов знания, выступает частным случаем принципа инвариантности. Оба они отвечают требованию «внутреннего совершенства», которое, согласно А. Эйнштейну (1967, т. IV, с. 266—267), заключается в выведении теории из возможно более общих принципов, распространяющихся на полное множество ее базисных понятий. Одна из важнейших функций инвариантности в познании состоит в том, чтобы выяснить степень общности, присущую содержанию законов и теорий.

**Принцип наблюдаемости** формулируют как требование оперировать, особенно в феноменологических теориях, только такими понятиями, которые основаны на опыте и соответствуют ему. Это «внешнее оправдание» теории по А. Эйнштейну (1967), т. е. соответствие ее выводов наблюдениям. Базисные понятия теории должны, хотя бы в принципе, хотя бы в форме интуитивной догадки, приводить к проверяемым результатам.

**Принцип простоты** представляет собой стремление к оптимальности в организации теоретических систем. Доступность теории для понимания и усвоения, легкость оперирования ее логическим аппаратом, ассоциирующаяся с ее простотой, делают одну теорию более привлекательной по сравнению с другой, сложной в этом плане. Простые теории, обладающие меньшим числом параметров, легче фальсифицируются, так как требуют меньше измерений, чтобы их опровергнуть.

**Принцип фальсифицируемости** вводится для ограничения произвола в оперировании опровергающей аргументацией. Суть этого принципа в том, что научная теория должна реагировать на критическую аргумента-

цию. Определенные модификации теорий, в ответ на поступающую критику, в науке рассматриваются как естественное развитие теоретических представлений в некоторой сфере. Принцип фальсифицируемости отражает в себе относительность и неполноту достигнутого знания. Осознание того, что любая научная теория, хотя бы в принципе, должна быть опровергаема, способствует отказу от старых представлений.

Опровергнуть теорию — значит установить пределы ее применимости в связи с переходом к новой системе взглядов. Решить вопрос о том, вышла или нет теория за границы своей применимости, удастся только путем сравнения ее с конкурирующими теориями. Научные теории прямо или косвенно служат практике и проверяются практикой. Критерий практики — решающий критерий научности знания, его истинности.

В современной науке все большее признание получает взгляд, согласно которому теория как динамическая система знания может и не быть абсолютно неуязвимой. Практически все современные геотектонические гипотезы и теории относятся именно к таковым. Все они содержат положения, требующие дополнительной проверки.

Логическим аргументом в пользу несостоятельности той или иной теории является ее фальсификация (опровержение). В поисках таких опровержений и устанавливаются научные истины. Причем фальсификация старых теорий осуществляется, как показывает история науки, не простым их опровержением и отбрасыванием, а прежде всего поиском и выдвижением новой теоретической системы. Фальсификация теории, отказ от нее — это одновременно и создание новой, переход к ней. Как справедливо заметил по этому поводу М. Бунге (1967, с. 110), «никогда не бывало никакого нового знания, которое до некоторой степени не определялось бы знанием ему предшествующим».

В периоды ускоренного развития науки (а геология, по мнению целого ряда ученых, находится на таком революционном этапе развития) обычно появляется большое число быстро вытесняющих друг друга гипотез. Мы привыкли к тому, что модели и гипотезы полиморфны, т. е. многообразны относительно одного и того же объекта.

К многообразию теоретических систем отношение совсем другое. До сих пор многие ученые, в том числе и в области геотектоники, склонны нетерпимо относиться к ситуации, когда в науке одновременно разрабатывается несколько теорий и высказываются разные идеи решения одной и той же проблемы. Исторически это обусловлено тем, что ситуация множественности теорий относительно одного и того же объекта исследования в классических науках долгое время считалась неудовлетворительной. Только одна среди множества конкурирующих теорий могла претендовать на ранг научности, истинности. «Опыт современной науки, — отмечает, рассматривая этот вопрос Н. Ф. Овчинников (1978, с. 117), — заставляет нас пересмотреть эту методологическую установку. Множество теорий — нормальное явление в научном развитии». В силу сказанного важнейшее значение приобретает не столько проблема выбора теорий, сколько проблема синтеза теоретических систем, разрабатываемых в рамках специальных наук.

Используемые при построении различных теорий методологические регулятивы (принцип наблюдаемости, инвариантности, простоты, соответствия, фальсифицируемости и другие), однако, не следует рассматривать как некие «жесткие» требования. Они, как и любые другие методологические рекомендации, не должны превращаться в некие формальные каноны, позволяющие поспешно решать вопрос о судьбе той или иной теории без глубокого конкретного анализа ее содержания. Вместе с тем нельзя не согласиться с Л. Б. Баженовым (1978) и другими учеными в том, что рассмотренные выше регулятивные принципы настолько определены, что существенно ограничивают круг гипотез (теорий), могущих быть предметом серьезного обсуждения.

## О ПОНЯТИЯХ «СТРУКТУРА» И «СТРУКТУРНЫЙ ЭЛЕМЕНТ»

Исходные понятия на начальных этапах становления специальной теоретической дисциплины задаются интуитивно. Они, строго говоря, являются либо неопределимыми вовсе, либо вводятся посредством так называемого остенсивного определения, о котором речь шла в предыдущих разделах этой главы. Лишь затем в процессе построения системы научные понятия развертываются, наполняются определенным значением и смыслом. Такую историю развития, с постепенным переходом в разряд четких и ясных понятий, имели многие общепринятые теперь в естествознании научные термины, например понятие химического элемента в химии, понятие числа в математике, понятие тектонического комплекса в геотектонике, понятие стратиграфической единицы в стратиграфии и т. п.

Применяя этот методологический прием, можно начать рассмотрение структурных элементов Земли разного ранга с простого пояснения некоторых самых общих, или фундаментальных, понятий, используемых в данной области знания.

Первым шагом в этом направлении является пояснение таких самых общих понятий, как структура и структурный элемент, а также терминов, которые с этими понятиями тесно связаны и часто используются в геологии: текстура, парагенез, ассоциация. На этих понятиях фактически базируются классификации объектов нашей науки; с их помощью определяются также все виды структурных элементов.

Разработка понятия «структура» в середине нашего века становится наиболее общим явлением в самых различных науках, а не только в геотектонике. Лингвисты и философы (Платонов, 1972; Bloch, Wartburg, 1960; Dauzat, 1958) считают, что до XIV в. слово «структура» употреблялось в смысле (строение), (сооружение) ('construction'), что 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 выступают во взаимодействии» (Рассел, 1957, с. 248).

Примерно так же определяется содержательный смысл термина «структура» в более поздних работах: «...Способ, закон взаимосвязи элементов в системе мы определяем как структуру» (Зелькина, 1970, с. 44); «...*Структура — это единство элементов, их связей, целостности и связи элементов с целым*» (Платонов, 1972, с. 73). По заключению К. К. Платонова (1972), познать структуру — это 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») 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.

В геологической литературе эти три аспекта (аспекты состава, связи и целостности) общенаучного понятия «структура» нередко обозначаются

разными терминами. Широко распространенное в петрографии понятие «структура горной породы» (см. гл. II) включает в себя, например, только второй аспект полного понятия «структура». Третий аспект этого понятия в описаниях строения горных пород находит в основном отражение с помощью термина «текстура горной породы»; для обозначения первого и второго аспекта понятия структура в этой науке используется термин «*минеральный агрегат*», или «*минеральный парагенез*».

Распространенный в минералогии, в петрографии, а также в учениях об осадочных и магматических формациях термин «*парагенез*» выражает, по сути дела, некоторые эмпирические обобщения о типах (видах) сонахождения любых объектов, образующих те или иные структурные связи. Последние характеризуются устойчивостью наборов входящих в их состав элементов (аспект состава), а также определенным видом структурных связей между элементами (аспект связи). Но третий аспект общенаучного понятия «структура», т. е. аспект целостности (быть структурным элементом), для парагенезов не является обязательным. Его синонимами являются термины «строение» и «система». Под этими названиями в минералогии издавна выделялись фактически «структуры», образуемые различными видами минералов.

Позже понятие «парагенез» появилось в геотектонических работах. Оно стало здесь использоваться Н. С. Шатским (1965), Н. П. Херасковым (1967) и многими другими геологами для обозначения геологических объектов, третий аспект структурной характеристики которых был неопределенным.

Парагенезами горных пород, в частности, называются геологические формации неопределенного ранга. Понятие «парагенез», таким образом, не является полным синонимом общенаучного понятия «структура» («структурный элемент»), а соответствует только первым двум его аспектам — состава и связи. В силу этого не каждые парагенезы могут рассматриваться как структурные элементы Земли определенного ранга.

Обзор различных аспектов общенаучного понятия «структура» ясно показывает, что системными структурными элементами (структурами) Земли являются объекты, обособляемые по признакам, относящимся ко всем трем аспектам (составу, связи и целостности) понятия «структура», т. е. отвечающие общенаучному понятию «структура» в полном его объеме. Критерии, или признаки объектов, имеющие прямое отношение хотя бы к одному из аспектов понятия «структура» или «структурный элемент», называются системными признаками, а все другие признаки — целевыми.

С помощью общенаучного понятия «структура» («структурный элемент») характеризуются все главные особенности любой системы: ее внутреннее строение и функционирование. Соответственно различаются (Гюхтин, 1978): понятие статической структуры (например, анатомическое строение организма, структура минерала, породы и т. д.); понятие динамической структуры (тот или иной закон движения тел, учитывающий силовые взаимодействия); понятие кинематической, т. е. пространственно-временной, структуры; понятие функциональной структуры, описывающей поведение системы в среде; понятие генетической структуры, фиксирующей происхождение и развитие системы.

#### СРАВНИТЕЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА РАЗНОРАНГОВЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ЗЕМЛИ КАК ОСНОВА СИСТЕМНОГО ПОДХОДА К ИЗУЧЕНИЮ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ

Системный подход к изучению природных объектов предполагает ясное осознание первостепенной важности взаимодействия частей в конструировании целого. Задача системного исследования, согласно С. Н. Смир-

нову (1978), состоит в том, чтобы объяснить свойства и особенности поведения целостного объекта, исходя из специфики его элементов, особенностей взаимодействия между ними. Как отмечают И. В. Блауберг и Э. Г. Юдин (1973), а также С. А. Захаров и В. К. Кучай (1978), системный подход исходит из того, что специфика сложного объекта (системы) не исчерпывается особенностями составляющих его 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 наша наука занималась 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.

Еще на ранней стадии развития геологии было обращено внимание на то, что парагенезы минералов образуют качественно новые объекты, физические свойства которых (в первую очередь те, что наглядно, непосредственно доступны органам чувств) не аналогичны свойствам отдельных минералов, входящих в состав данного парагенеза. В дальнейшем обнаружилось, что не только минералы, но и горные породы связаны друг с другом определенным образом: совокупность их образует единые наборы (парагенезы), которые в свою очередь тоже обладают свойствами, не отмеченными ни в одном из видов тех горных пород, которые составляют эти наборы. Оказалось, что свойства парагенезов пород, как и свойства минералов, зависят не только от характера входящих в их состав частей, но и от особенностей структуры самих парагенезов. То же самое можно сказать и о структурах еще более крупных рангов, представленных геоструктурными и глобальными элементами Земли. Все это в конечном счете привело к появлению в геологии известной «концепции уровней организации», введение которой в науку, как отмечают В. И. Драгунов и др. (1974), было подготовлено В. И. Вернадским, Б. Л. Личковым и Н. С. Шатским. Современное описание всех геологических объектов, в том числе и структурных элементов Земли, так или иначе предполагает определение их ранга. Введение этого понятия позволяет более четко установить границы применимости двух других понятий — «структура» и «структурный элемент», а также делает более ясным понятие о видах объектов геологии. Структурные элементы разного ранга в этой схеме рассуждений выступают как индивидуальные тела — главные объекты таких конкретных наук, как геохимия, минералогия, петрология, учение о формациях и т. п.

Понятия об элементе, структуре и виде обычно считаются вполне достаточными для описания объектов, границы которых в пределах данной конкретной науки представляются интуитивно ясными. В тех случаях, когда сами объекты по своей природе являются дискретными образованиями (как кристаллы минералов, например) или могут быть четко и «без остатка» расчленены на составляющие их элементы (подобно тому, как молекулы расчленимы на атомы, а минеральные парагенезы — на составля-

ющие их минералы), особой потребности в пояснении понятия о ранге, естественно, не возникает. Любые элементы, или структуры, входящие в состав более крупных объектов, в данном случае считаются элементами меньшего ранга. В общем случае *элементы меньшего ранга — это всегда объекты, с помощью которых описывается структура любых других более крупных образований*. Каждому минералогу, видимо, представляется интуитивно ясным, что виды минералов можно выделять с помощью понятий о видах слагающих их химических элементов и веществ (молекул), т. е. используя для этих целей элементы меньшего ранга. В досистемных исследованиях понятию о рангах объектов, очевидно, не уделялось особого внимания ввиду отсутствия в том большой необходимости. Последняя появилась в связи с обособлением более крупных элементов земной коры и Земли в целом — формаций, геоструктур и глобальных элементов. Дело в том, что при выделении этих объектов исследователям приходится указывать на определенные условия (принципы) объединения элементов в такие структуры. Всякий раз, обособляя парагенез нового ранга, необходимо указывать ограничивающие условия. Иначе, как отмечали многие геологи (Левин, 1977; Еганов, 1971; Мейн, 1974; и др.), мы приходим к расплывчатым и ничего не обозначающим сообществам, к хаосу разнообразных элементов, выделяемых чисто субъективно.

Необходимость создания строго определенной, т. е. построенной по четким критериям, единой системы разноранговых элементов Земли в настоящее время стала очевидной для многих геологов. Разрабатывая ранговую систему, однако, следует иметь в виду также замечания и возражения против этого направления в изучении структур Земли. В недавно вышедшей монографии «Методы теоретической геологии» (1978, с. 54), например, справедливо замечено, что широко и плодотворно используемое в науке представление об уровнях иерархической соподчиненности частей в организации, строении и функционировании объектов, конечно же, просто необходимо, если не забывать о том, что любая иерархия — это не более чем «рациональная сетка». Проблема, по сути дела, состоит в том, чтобы в рамках намечившегося в последние годы системного подхода к изучению Земли найти объективные критерии для построения такой «рациональной сетки» и предложить конкретную ее форму. Собственно, этому поиску почти целиком посвящается данная книга. Он осуществляется на основе ранее высказанной идеи создания общей системы структурных элементов Земли на базе единой их ранговой шкалы. Здесь следует отметить, что ранговая шкала некоторое время разрабатывалась как концепция уровней иерархии, т. е. без акцентирования внимания на том, по каким именно критериям подобная шкала создается. Это последнее обстоятельство незамедлительно вызвало вполне обоснованную критику со стороны целого ряда ученых (Воронин, Еганов, 1972; Методы..., 1978; и др.).

Постановка задачи сравнительной тектоники элементов Земли разного ранга с целью нахождения рациональных и объективных критериев для создания единой ранговой шкалы вовсе не означает, конечно, что эта задача легко и быстро будет полностью решена. Ведь мы 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. Видимо, только продолжительные и интенсивные исследования многих ученых позволят окончательно сформулировать те критерии (законы и правила), по которым можно будет такую систему структурных элементов Земли разного ранга представить в законченном виде. Но уже на первых этапах этих работ системный подход к изучению строения нашей планеты и отдельных ее элементов (главных объектов различных наук) открывает исключительно широкую перспективу коллективных исследований, проводимых конкретно и в соответствии со строго определенными в каждой науке целями.

## НЕКОТОРЫЕ СВЕДЕНИЯ О МИНЕРАЛЬНОЙ ГРУППЕ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ЗЕМЛИ

### МЕЛЬЧАЙШИЕ СТРУКТУРНЫЕ ЕДИНИЦЫ ВЕЩЕСТВА ЗЕМЛИ

В этой работе мы коснемся только той стороны общей характеристики атомов и молекул, которая имеет непосредственное отношение к сравнительной тектонике элементов Земли.

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 интересующих нас элементов, или тектонических структур. Сами атомы в этом плане (имеется в виду фиксированное во времени пространство) являются далее неделимыми единицами. И мы вправе принимать их за исходный, или изначальный, 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 общей химии» Б. В. Некрасова (1974), в «Истории химии» М. Джуа (1975), а также в недавно повторно вышедших из печати книгах «Популярной библиотеки...» (1977, 1978) и других изданиях. С точки зрения атомистической теории химический элемент рассматривается как вид атомов. В результате сочетания одинаковых атомов образуется простое вещество, а сочетание разных атомов дает сложное вещество, химическое соединение.

Химическое соединение — это вещество, состоящее по крайней мере из двух связанных между собой элементов. Различаются несколько видов химических соединений, примеры которых даны в табл. 1. Виды этих соединений лежат также в основе современных классификаций минералов (см. табл. 2).

Представление о молекулах как о мельчайших частицах вещества, способных к устойчивому самостоятельному существованию, введено в науку в 1811 г. известным химиком, профессором теоретической физики в Турине А. Авогадро (1776—1856). Им, как известно, была предложена гипотеза, которую впоследствии стали называть законом Авогадро: при одинаковых внешних условиях в равных объемах всех газов содержится равное число молекул. Несколькою годами позже, в 1814 г., И. Я. Берцелиусом были введены сокращенные обозначения химических элементов начальными буквами из латинских названий. Любопытно, что ни гипотеза А. Авогадро, ни знаки

Таблица 1

Примеры химических соединений различных видов (по Зоммеру, 1977)

Вид	Название	Формула
Оксид	Оксид алюминия	$Al_2O_3$
Кислота	Серная кислота	$H_2SO_4$
Основание	Гидроксид кальция	$Ca(OH)_2$
Соль	Хлорид натрия	$NaCl$

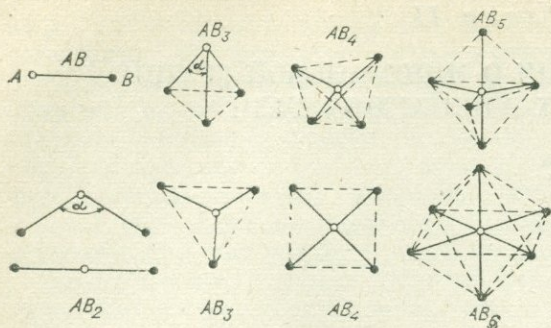


Рис. 1. Типы пространственных (геометрических) структур молекул  $AB_n$  (из книги Б. В. Некрасова, 1974). Структуры других молекул неорганических соединений см. в справочнике В. А. Рабиновича и Э. Я. Хавина (1978).

И. Я. Берцелиуса не были приняты современниками. Гипотеза А. Авогадро возродилась, как отмечает Б. В. Некрасов (1974), только через

49 лет после того, как она была предложена. Представление о молекуле получило общее признание лишь после состоявшегося в 1860 г. первого Международного съезда химиков. С того времени молекула стала пониматься как мельчайшая электронейтральная частица вещества, участвующая в его химических реакциях.

Структурная теория и стереохимия возникла в связи с выявлением способа, которым атомы связаны между собой в молекуле. Структурный подход к изучению молекул приходится также на период около 1860 г. Это время, как утверждают историки химии, было началом «золотого периода» в развитии этой науки, продолжающегося до настоящего времени. Различаются четыре основных типа связей между атомами: ионные (например, хлористый натрий), ковалентные (алмаз), металлические (медь) и вандерваальсовские (твердый аргон). Имеются также комбинированные (переходные) типы связей. Связи между атомами в молекулярных соединениях возникают в строго определенных направлениях, как если бы атомы были жестко связаны в соответствующих точках (Брегг, Кларингбулл, 1967; и др.).

А. М. Бутлеров (1828—1886) был первым, кто понял важность определения строения молекулярных соединений. Он ввел термин «структура» (синонимы: «химическая структура», «химическое строение») для обозначения взаимной связи между атомами. По А. М. Бутлерову, структура вместе с составом определяет физические и химические свойства соединений, т. е. молекул. 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, как свидетельствует М. Джуа (1975), с именами Л. Пастера (1822—1895) и Я. Г. Вант-Гоффа (1852—1911). В настоящее время имеется ряд методов, позволяющих устанавливать пространственное соединение молекул. Данные о строении молекул и о типах их пространственных структур освещены в монографии В. М. Таевского «Строение молекул» (1977) и в других работах.

Порядок сочетания атомов друг с другом показывается структурной формулой молекул. Пространственная структура молекул в общих чертах достаточно хорошо изучена, например, для молекул типов  $AB$  и  $AB_n$  (рис. 1). Главная особенность этих молекулярных структур — направленный, или нециклический, характер пространственного распределения входящих в их состав атомов.

Атомы и молекулы являются главными объектами не только химии, но и геохимии. Считается, что химия изучает их вещественные виды. Исследование закономерностей в распределении химических веществ в теле Земли относится к геохимии. Существует несколько определений этой науки (Сауков, 1966). Наиболее полным считается определение В. И. Вернадского, согласно которому геохимия в целом изучает химические элементы, т. е. атомы земной коры и всей планеты, их историю,

распределение и движение в пространстве — времени и генетические соотношения.

По определению А. Е. Ферсмана, геохимия изучает историю химических элементов — атомов — в земной коре и их поведение при различных природных термических и физико-химических условиях (Сауков, 1966, с. 9).

Как видно из приведенных определений, геохимиков интересует не только история самих атомов и их распределение в структуре Земли, но и та функция, которую они выполняют в геологической жизни планеты и ее отдельных структурных элементов.

*Геохимия структурных элементов Земли* пока только начала обособляться в качестве самостоятельного раздела геохимии. По заключению А. А. Саукова (1966), в настоящее время она переживает стадию особенно интенсивного развития. Среди разделов современной геохимии в этом плане мы можем назвать *глобальную геохимию* (геохимию геосфер), *геоструктурную геохимию* (геохимию отдельных областей земной коры, по А. А. Саукову, 1966) и *геохимию формаций* (геохимию различных участков земной коры).

Объектами геохимии, следовательно, являются не только атомы и молекулы, но и специализированно изучаемые геохимиками структурные элементы Земли других рангов. В этом отношении, как отмечал А. А. Сауков (1966), 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, согласно А. А. Саукову (1966, с. 11), 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». 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 (см. рис. 62).

Геохимические исследования практически уже давно проводятся, насколько это возможно, на определенной структурной основе — на базе тех или иных представлений о структурных элементах земной коры и Земли в целом. Создание геохимических моделей осуществляется по результатам комплексного использования данных геохимии, геологии, геофизики. В основе этих исследований лежит анализ особенностей размещения химических элементов по типовым регионам конкретных геохимических провинций, границы которых, как подчеркивает А. А. Беус (1972, с. 20), «наиболее рационально определяются геологическими границами крупных структурных элементов земной коры». Таким образом, понятию геохимической провинции придается не только узкогеохимический, но и тектонический смысл. Под термином «геохимическая провинция» понимаются прежде всего «крупные структурные элементы земной коры, характеризующиеся едиными чертами геохимической эволюции» (Беус, 1972, с. 20). В зависимости от ранга опробуемого объекта в геохимии различаются глобальные, региональные и локальные параметры распределения химических элементов. *Глобальными геохимическими параметрами* характеризуется глобальная группа структурных элементов Земли. К ним относятся геосферы Земли и, в частности, земная кора, или литосфера (см. рис. 62). *Региональные параметры* распределения химических элементов устанавливаются по различным участкам (провинциям) земной коры. Они связаны с объектами геоструктурной группы разноранговых элементов Земли и являются основой для изучения характера распределения химических элементов, например, в различных тектонических комплексах. *Локальные геохимические параметры* характеризуют особенности распределения химических элементов в интрузивных и осадочных формационных комплексах, эффузивных сериях, метаморфических или оса-

дочных свитах. Все эти объекты относятся к формационной группе тектонических единиц по ранговой шкале структурных элементов Земли, представленной на рис. 62. В сферу геохимических исследований, таким образом, вовлечены структурные элементы (объекты) чрезвычайно широкого диапазона рангов — от атомов до планеты включительно.

### ЭВОЛЮЦИЯ ПРИНЦИПОВ КЛАССИФИКАЦИИ И СОВРЕМЕННАЯ СИСТЕМАТИКА МИНЕРАЛОВ

История обособления видов минералов как структурно-вещественных единиц определенного ранга во многих отношениях показательна. Она тесно связана с историей минералогии как науки и с историей систематики минералов как главных объектов этой науки (Лазаренко, 1963; Поваренных, 1966; Годовиков, 1975; и др.).

Основным содержанием минералогических исследований в первый период истории этой науки (XVI в. — начало XIX в.) являлось детальное изучение физических свойств и морфологии минералов. Поэтому начальный период минералогии назван физико-морфологическим, или просто физическим (Поваренных, 1966). 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 в значительной мере была познана вторая важная сторона природы минералов — их химический состав.

Задача познания закономерностей химического состава минералов на этом этапе развития минералогии была ведущей, но не единственной. Продолжались исследования и в области физических свойств и морфологии минералов, особенно тех свойств, которые могли быть использованы в диагностике.

Начало современного кристаллохимического этапа развития минералогии относится к 20-м годам текущего столетия. Оно 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 обобщения в области теории минерального вида, изложенные в работах В. С. Соболева, А. Н. Винчелла, П. Ниггли и др. Физические свойства минералов (оптические, тепловые, механические и др.) связываются с их кристаллохимическими характеристиками. На протяжении современного этапа развития минералогии, как считает А. С. Поваренных (1966), еще более обнаружилась резкая противоположность между минералами (кристаллами) и аморфными, коллоидно-дисперсными, жидкими и другими природными телами. Эти объекты были обособлены в качестве самостоятельных и исключены из объема понятия «минерал».

С понятием вида в минералогии тесно связана проблема систематики и номенклатуры. Впервые, по-видимому, это понятие введено К. Линнеем в 1735 г. в третьей части его «Системы природы». К одному минеральному виду он относил все минеральные индивиды, обладающие одинаковой кристаллической формой, твердостью и удельным весом. В его классификации это были главные классификационные признаки. Минеральный вид определялся, таким образом, по совмещению классификационных признаков: сходные по всем классификационным критериям объекты относились к одному виду.

С течением времени классификационные признаки минералов, как об этом уже говорилось, не оставались постоянными. На разных этапах

развития минералогии они дополнялись или замещались более существенными признаками. Последние, в свою очередь, по мере поступления новых данных непрерывно уточнялись. Так, В. М. Севергиным в 1798 г. минеральные виды определялись на основе единства химического состава и совокупности свойств и морфологических признаков минералов.

С открытием явлений изоморфизма и полиморфизма содержание понятия минерального вида снова изменилось. Детальное изучение химического состава минералов после открытия в 1819 г. Э. Митчерлихом изоморфизма заставило изменить представление о минеральном виде как о совокупности природных тел постоянного состава.

Позже минералы переменного состава, характеризующиеся изоморфным замещением элементов в широких пределах, стали делить на «виды» чисто математическим путем — по количественному изменению состава. Подобное деление оказалось совершенно произвольным (Поваренных, 1966). Путем искусственного деления на такие «виды» плагиоклаза, оливина и других минералов переменного состава неоправданно возросло число минеральных видов. Основное противоречие между определением понятия вида, базирующимся на строго определенном составе, и отсутствием такового у этих искусственных видов, с точки зрения А. С. Поваренных, не может быть разрешено. С развитием кристаллохимии, подчеркнувшей не молекулярную, а атомную природу изоморфизма в минералах, непостоянство их состава стало рассматриваться как основная закономерность.

В 1927 г. Н. Г. Винчелл и А. Н. Винчелл высказали мысль, что понятие «минеральный вид» должно включать в себя все индивиды аналогичного строения, которые связаны непрерывностью в изменении химического состава. Аналогичные определения понятия вида минералов (кристаллов) давались затем многими учеными (Э. Бранденбергом, П. Ниггли, В. С. Соболевым, Ж. Орсеlem и А. С. Поваренных). К одному виду относились минералы с общим типом структуры и составом, изменяющимся непрерывно в зависимости от природы атомов; понятие вида связывалось с определенными представлениями о структуре объекта.

В основе современной классификации минералов лежит понятие о минеральном виде. К одному минеральному виду относятся минералы с однотипной структурой и составом. Состав в однотипных минералах изменяется только в строго определенных границах, характеризующихся: 1) непрерывностью изменения; 2) невозможностью равновесного существования двух или нескольких фаз в известном интервале температуры  $T$  и давления  $P$  (Годовиков, 1975).

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. Это единство 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. Но каким образом можно ввести меру изменения химического состава для разграничения минеральных видов? По этому вопросу у минералогов нет пока согласованного решения. В последних работах намечается тенденция проводить химические границы минерального вида с учетом наблюдаемого в природе и в эксперименте качественного изменения их состава. Резко критикуется формальный метод ограничения минерального вида рамками строго постоянного состава. Этот метод, фактически приводящий к бесконечному выделению «новых» видов на основе незначительных химических отличий, видимо, справедливо считается ошибочным, так как познание количественной определенности вещей обычно начинается с качественного их познания.

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.

История систематики минералов, как и история минералогии, специально рассмотренная в монографии А. С. Поваренных (1966), ясно показывает, что первые систематики представляли собой не системные, а так называемые целевые классификации (см. гл. I). Поначалу в них доминировали чисто практические, прикладные цели.

Затем на протяжении всего физического этапа развития минералогии основанием всех известных классификаций минералов являлись их физические свойства. Эти свойства в некоторых классификациях оказались выбранными весьма удачно. Например, известная классификация минералов Иби-Сины продержалась без существенного изменения более 800 лет. Е. К. Лазаренко (1963) также отмечает, что первая научная классификация минералов была построена не по их структурным и вещественным характеристикам, а по наиболее «впечатляющим» признакам. Она была создана в так называемой «естественноисторической» школе крупнейшего авторитета того времени, профессора Фрейбергской горной академии А. Г. Вернера (1750—1817). В основу этой классификации были положены наружные признаки минералов.

Классификация минералов на химической основе зародилась внутри и на базе старых классификаций. А. С. Поваренных (1966) приводит любопытные примеры высказываний крупных минералогов о том, какой должна быть систематика природных объектов. В. М. Севергин, в частности, по этому поводу еще в 1798 г. писал: «Чем тверже основание, на коем утверждена система, тем основательнее будет познания через оную приобретаемые; а как нет ничего столь надежного и точного, как признаки, приобретающиеся 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, переменного и токмо вероятного!» (Цитировано по книге А. С. 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, определяются «по различному смешению составляющих частей и по явлениям и переменам от сего смещения происходящим, присовокупляя к тому все их наружные признаки» (там же).

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 приобретает многоступенчатый, или разноплановый, характер: в нее включаются практически все рациональные элементы предшествующих классификаций, классификации по несущественным признакам (временным и для всех объектов непостоянным) уходят в разряд целевых. Сюда относятся, например, классификации минералов по их цвету, стоимости и т. п. Такие классы помещаются за пределами единой систематики и рассматриваются обособленно. Существенные признаки (обычно характеризующие структуру и состав) выстраиваются в один ряд в виде последовательных ступеней единой, или общей, систематики, которая с течением времени, переходя на количественные критерии, уточняется.

Разработка современных принципов классификации минералов (с кристаллохимических позиций) началась, как об этом пишет А. С. Поваренных (1966), еще на химическом этапе развития минералогии, когда П. Гротом и Е. С. Федоровым были заложены основы кристаллохимии.

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

Признак	Ступени 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, кианит-силлиманит
С/В — постоянство структуры и непрерывность состава	Минеральный вид	Акантит, кианит

Е. С. Федоров еще 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. Однако построение такой классификации впервые стало возможным с получением в 20-х и 30-х годах XX в. совершенно новых данных о строении минералов класса силикатов (Брегг, Кларингбулл, 1967). Этот класс был разделен на подклассы не только по химическому составу, но и в соответствии с особенностями внутреннего состава. Однако новый принцип не стал коренной противоположностью прежней химической классификации. Напротив, большинство групп и отделов класса силикатов, уже дано выделенных на основе химического состава и кристаллографических форм, в новой классификации полностью уцелело.

Общая систематика минералов в современном ее варианте имеет многоступенчатый вид. Она строится на основе двух групп коренных признаков — состава и структуры, которые в классификационных ступенях доминируют поочередно. Принципиальную схему такой систематики можно представить в форме таблицы (табл. 2).

На примере общей классификации (единой систематики) минералов хорошо видно, что в систематиках природных объектов концентрированно представляются самые общие знания о составе и структуре классифицируемых элементов и об их основных взаимосвязях, имеющих наибольшую практическую и теоретическую значимость. В самом принципе построения единой систематики минералов заключается большое количество ценнейшей информации о минеральных видах. Это прежде всего данные о полезных свойствах минералов, их морфологических особенностях и т. д.

Отмеченная выше общая периодичность соотношения между вещественными (В) и структурными (С) классификационными признаками четко показана в работах А. С. Поваренных (1966), А. А. Годовикова (1975) и др. Структурные и вещественные характеристики минералов «многогранны». Каждый из приведенных в табл. 2 признаков служит для выделения определенной ступени в единой систематике минералов.

Таким образом, обе группы коренных признаков, характеризующих и состав, и структуру объектов, находят в систематике минералов одинаковое отражение.

Последовательность использования структурных и вещественных критериев для выделения классификационных ступеней почти у всех авторов такова, что в ней отчетливо намечается периодическая смена структурных и вещественных признаков, которые при каждом переходе к следующей ступени доминируют поочередно. И только на самой нижней ступени общей систематики, при выделении минеральных видов, оба признака (структурный и вещественный) оказываются совмещенными.

Структура минералов часто называется атомной. Она описывается с помощью пространственных решеток того или иного вида, в узлах которой располагаются атомы.

В большинстве современных руководств по минералогии подчеркивается важность симметрии расположения атомов в кристалле, а не симметрии внешней формы самого минерала, т. е. пространственной геометрии кристаллов. *Главнейшей особенностью внутреннего строения минералов*, как считают многие известные кристаллографы и минералоги, *является цикличность*, т. е. *периодическая повторяемость элементов структуры*. «Атомы в кристалле располагаются по определенному мотиву, так что одна и та же конфигурация в нем через равные интервалы повторяется во всех трех измерениях» (Брегг, Кларингбулл, 1967, с. 13). В кристаллографии (минералогии), отмечает Дж. Ферхуген и др. (1974, с. 12), «мы сталкиваемся с наиболее упорядоченными явлениями природы: периодическим расположением атомов в пространстве, регулируемым математическими принципами симметрии».

По определению А. С. Поваренных (1966), под структурой минерала (кристалла) 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 (но не эквивалентным!) 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 наблюдается. 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).

Принципиальные различия между структурой молекулы и структурой минерала хорошо видны при сравнении молекулярных и минеральных соединений с одинаковой общей формулой. Для сравнения можно взять, например, структуру флюорита ( $\text{CaF}_2$ ) — одну из простейших структур, возможных для соединений с общей формулой  $AB_2$ . Структура флюорита (рис. 2) была определена У. Л. Бреггом еще в 1914 г. (Брегг, Кларингбулл, 1967). Атомы кальция в ней располагаются по узлам гранцентрированной кубической решетки. Каждый атом фтора находится в центре одного из маленьких кубов, получаемых при делении на восемь частей куба элементарной ячейки. Он окружен четырьмя атомами кальция, а каждый атом кальция, в свою очередь, окружен восемью атомами фтора. Таким образом, даже в объеме одной элементарной ячейки атомная структура данного минерала носит явно циклический характер. Любой элемент (атомы, их соединения  $\text{CaF}_2$  или вся элементарная ячейка  $\text{Ca}_4\text{F}_8$ ) многократно повторяется во всех трех измерениях кристаллической решетки минерала.

Структура отдельных молекул с общей формулой  $AB_2$ , изображенная на рис. 1, в отличие от кристаллов такого же состава не имеет циклически повторяющихся элементов. Она является нециклической, а лучше сказать

направленной, поскольку по каждой оси симметрии соответствующих молекулярных структур элементы образуют направленные (без периодических повторов) ряды.

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 определениях понятия «минерал». В этих определениях в роли ведущего признака начинает выступать твердое (кристаллическое) состояние минералов, а также их дискретность (возможность существования в качестве индивидов) и место, которое эти объекты занимают в ряду разнообразных форм обособления минеральных масс в земной коре.

Развивая подходы А. К. Болдырева (1936), В. С. Соболева (1947) и других ученых к понятию «минерал», А. С. Поваренных (1966, с. 28) предложил такое определение: «... минерал — это кристаллическая составная часть горных пород, руд и других (в том числе и коллоидно-дисперсных) агрегатов неорганического мира, образовавшаяся в результате физико-химических процессов, протекающих в земной коре и в прилегающих к ней оболочках». Коренное, качественное различие между минералами и жидкими и газообразными природными веществами заключается в различии их конституций и способов существования, управляемых разными законами. Законы изменения химического состава в кристаллах, жидкостях и газах различны. В результате иной конституции газы и жидкости не могут образовать минеральных видов, лежащих в основе понятия минерала как дискретного тела определенного ранга.

Твердые тела в форме комков, почек, стяжений, секретий, представленные скрытокристаллическими (обычно коллоидно-дисперсными) минеральными агрегатами, также не могут быть отнесены к минералам. Они не являются кристаллически незаменимыми индивидами с характерной циклической структурой, а образуются из неупорядоченных (нециклических) скоплений атомов, молекул и минералов. Их скопления, не имея собственной формы, заполняют форму более крупных структурных элементов, образуют псевдоморфозы.

Правильное установление места, занимаемого минералом в ранговом ряду материальных объектов, по заключению А. С. Поваренных (1966), также является необходимым условием научного определения понятия «минерал». Оно необходимо не только для выполнения условий формальной логики (указание ближайшего рода), но и для установления общей генетической связи минералов с элементами других рангов.

Говоря о местоположении минерала в ранговом ряду природных объектов, ученые часто указывают, что он является составной частью земной коры. Но это, как справедливо заметил А. С. Поваренных (1966), не совсем точно. Составной частью земной коры являются не только минералы, но и горные породы, и другие элементы еще более крупного ранга (см. рис. 62, гл. VI). Между минералами и земной корой есть промежуточные звенья. Для минерала ближайшими являются, с одной стороны, горные породы (минеральные агрегаты), а с другой — молекулы. Именно они и должны быть указаны в определении понятия минерала. Из приведенных определений минералов следует, что главным критерием

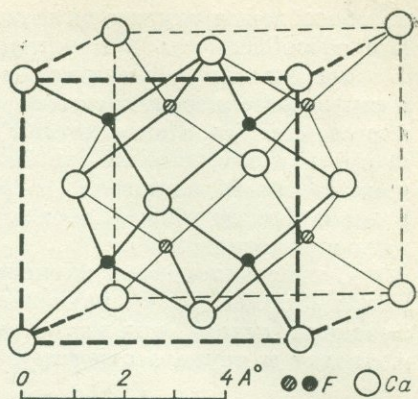


Рис. 2. Структура флюорита. По У. Бреггу и Г. Кларингбуллу (1967).

их обособления служит химическая и физическая дискретность, т. е. четкая обособленность в пространстве.

Физическая и химическая обособленность минералов (их дискретность) определяется, очевидно, тем, что они представляют собой устойчивые соединения. Как отмечают У. Брегг и Г. Кларингбулл (1967, с. 35), «в противном случае они не были бы минералами. Минеральным индивидом считается кристалл, ограниченный кристаллическими гранями, а также каждое минеральное зерно, ограниченное от соседей поверхностями соприкосновения».

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

### ПРОБЛЕМА ОБОСОБЛЕНИЯ ВИДОВ ГОРНЫХ ПОРОД

Современные знания о составе и структуре горных пород базируются на тщательной работе нескольких поколений петрографов всего мира. Понятие о горных породах, как и понятие о минералах, первоначально введено в геологию опытным, т. е. остенсивным, путем еще на заре этой науки.

Однако в современных петрографических работах определению вида горной породы и анализу критериев построения общей их систематики не уделяется столь большого внимания, какое уделяется, например, понятию о минеральном виде и признакам, используемым при построении общей систематики минералов в минералогии. При ознакомлении с литературой по этому вопросу создается впечатление, что геологи, изучающие минеральные парагенезы в шлифах горных пород, безотносительно к тем или иным формам пространственного обособления этих объектов, особой нужды в понятии о виде рассматриваемых ими объектов не имеют. Потребность в этом понятии начинает появляться при описании крупных скопленных минералов и минеральных агрегатов — горных пород. При характеристике, например, состава и структуры разнообразных стратифицированных геологических тел обособление определенных видов слоев горных пород (осадочных и магматических формаций) является уже обязательным. В настоящее время *горной породой принято называть любое геологическое тело, сложенное минеральными агрегатами определенного состава и строения*. Но не совсем ясными и во многих случаях до сих пор дискуссионными остаются критерии обособления видов таких тел.

В петрографических работах затрагиваются самые разнообразные аспекты строения и состава горных пород. Здесь нет большой необходимости подробно останавливаться на рассмотрении приемов построения и вариантов частных классификаций, разработанных для осадочных, магматических и метаморфических горных пород в отдельности, так как они приведены в соответствующих учебниках по петрографии. Поэтому мы рассмотрим здесь лишь те вопросы петрографии, которые имеют непосредственное отношение к выделению видов горных пород как объектов определенного ранга и раскрывают в той или иной мере критерии, которые практически используются в систематике породных тел.

История выделения различных видов горных пород — это, по сути, история развития представлений о минеральных агрегатах (парагенезах минералов), о структурах и текстурах этих объектов.

Структура горной породы, как полагают многие петрографы, является ее главным диагностическим и классификационным признаком. Уже в 1905 г. она была положена в основу систематики горных пород Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом, опубликовавшим «Петрографические

## Принципиальная схема общей систематики горных пород по структурным (С) и вещественным (В) признакам

Признак	Ступени классификация	Примеры классификационных единиц
С — тип структурного взаимоотношения между элементами в минеральном парагенезе (доминирующий характер минеральной связи)	Тип	Осадочные, магматические, метаморфические
В — принадлежность к породным наборам (фаціальным рядам) определенного состава, т. е. тип породного соединения	Класс	Обломочные (терригенные) хемогенные, вулканогенные, группы габбро-базальта, гранулиты
С — форма и структура породных тел	Отдел	Интрузивные, эффузивные
В — петрохимический состав	Группа	Ультраосновные, основные, кислые, карбонатные, кварцевые
С/В — непрерывность минерального (химического) состава и постоянство структуры (текстуры) породного тела	Вид породы (породного тела)	Аркозовый тонкослоистый песчаник, известняк, гранит, мрамор

таблицы, пособие для практических занятий». Большое значение изучению структур и минерального состава пород придавал выдающийся русский исследователь Е. С. Федоров. Он отмечал, что «...для определения породы важнейшими моментами являются структура и минеральный состав, и при этом из этих двух моментов первый является наиболее важным...» (Федоров, 1896). А. П. Карпинский (1949, с. 438) в заметке, представленной комиссией по номенклатуре горных пород на заседании в Париже 26 октября 1899 г., также писал о том, что «горные породы, тождественные минералогически (химически) и по структуре, долины 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 номенклатуры породных объектов.

По-видимому, все петрографы в настоящее время согласны с тем, что структура горной породы (ее минеральных агрегатов) является важнейшим критерием в определении видов горных пород, первой необходимой ступенью в систематике этих объектов. В «Геологическом словаре» (1973, с. 121), в частности, последние определяются как естественные минеральные агрегаты определенного состава и строения, залегающие в земной коре в виде самостоятельных тел. Но дело в том, что внутреннее строение таких породных объектов определяется не только структурой слагающих их минеральных агрегатов, но и характером пространственного распределения минералов в данном геологическом теле. На это было обращено внимание геологов уже при первых попытках построить классификацию горных пород по их минеральному составу и строению, т. е. при обособлении самого крупного классификационного подразделения горных пород (табл. 3). Позже выяснилось, что детальная структура отдельных наблюдаемых под микроскопом минеральных парагенезов далеко не всегда эквивалентна структуре более крупных масс горных пород, представленных самостоятельными геологическими телами. Суть возникшего несоответствия в структурной характеристике горных пород как объектов определенного вида хорошо проявилась при изучении кристаллических слан-

цев. 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 (расслоенных) геологических тел. Для разграничения этих характеристик стали использоваться различные термины — «структура» и «текстура» горной породы. Со времени выхода в свет статьи на эту тему У. Грубенманна (Grubenmann, 1912) термины «структура» и «текстура» не только получили широкое распространение у петрографов всего мира, но и стали одновременно предметом разногласий между ними. До сих пор, например, в петрографической литературе остается не совсем ясным вопрос о том, каким образом следует различать структурные и текстурные характеристики и как использовать их при выделении видов горных пород. Вопрос этот еще окончательно не решен, но пути решения его достаточно четко намечаются в развернувшейся на эту тему дискуссии.

Рассмотрим в связи с этим, как понимают и используют в своих классификациях те или иные исследователи структурные и текстурные характеристики горных пород. Классификация породных структур была разработана впервые на примере кристаллических сланцев в 1903 г. Ф. Бекке (Beske, 1913; Половинкина, 1966). С этого момента в описаниях структур горных пород стали учитываться не только физиографические особенности минералов (их форма, размеры, положение в пространстве и т. п.), но и типы связей между отдельными зернами, типы соотношений между ними.

Структуру минеральных агрегатов породного тела называют обычно внутренней структурой, а текстурные особенности породных масс — внешней структурой пород (Weinschenk, 1906; Половинкина, 1966). Изучение структуры горной породы позволяет проследить и правильно установить последовательность этапов ее формирования. Процессы последующего изменения минералов и их форм запечатлены главным образом в характере соотношений между минералами. Для петрогенетических исследований эта сторона структурной характеристики пород имеет наибольшее значение. Она отмечена уже в первом определении понятия «структура горной породы», сформулированном в 1904 г. У. Грубенманном при описании кристаллических сланцев. *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 Грубенманну, называется стереометрическое сложение ее компонентов, которое обусловлено их пространственным расположением и распределением; в текстуре находит свое отражение пространственное расположение компонентов состава* (Половинкина, 1966).

Разработанные на примере кристаллических сланцев понятия «структура» и «текстура» были развиты затем А. Н. Заварицким (1950, 1956) и другими учеными применительно к изверженным и осадочным горным породам. Однако, как отмечает Ю. Ир. Половинкина, еще Розенбуш в своем труде «Основы учения о породах» (1898 и 1922 гг.) указывал, что оба эти понятия не могут быть резко разделены, поскольку определенные структуры обуславливают частично и определенные текстуры, а некоторые из последних связаны с определенными структурами. Такое частичное совпадение указанных характеристик явилось, вероятно, основной причиной продолжающихся до сих пор споров по поводу разграничения понятий «структура» и «текстура». Многие исследователи с самого начала предлагали отказаться от двух понятий, объединяя оба одним термином — «структуры» (Половинкина, 1966, с. 21). Так, Вейншкен (Weinschenk, 1906), как уже отмечалось, различал только «внешнюю» и «внутреннюю» структуры горных пород. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1933) также назвал «структурные» и «текстурные» признаки горной породы структурной их характеристикой в широком смысле слова, но тоже различал «макрострук-

турные», или объемные, и «микроструктурные» характеристики горных пород.

Утверждение, что текстура относится к макроскопическому объему горных пород, а структура — к их микроскопическим особенностям, как считает Ю. Ир. Половинкина (1966), ведет к путанице и смешению анализируемых понятий. Особенно, когда для разграничения понятий «структура» и «текстура» вводятся количественные критерии объемов изучаемых пород. В частности, осуществленная Г. Флюгелем (Flügel, 1957) попытка ввести для разграничения этих понятий критерии объемов горных пород, измеряемых 1) в миллиметрах и сантиметрах; 2) в метрах; 3) в километрах, проблему не решила. Видимо, суть вопроса заключается не в разной масштабности проявления текстурных и структурных признаков, а в самом существовании различий между этими понятиями. Сущность же этих различий нашла четкое отражение в определениях, данных еще У. Грубенманном и А. Н. Заварицким. Она состоит в том, что эти разные термины были использованы для структурной характеристики разных сторон породных объектов. *Структуру горных пород в настоящее время определяют как «сложение пород, обусловленное развитием форм и относительной величиной индивидов минералов, а также, и особенно, соотношением процессов образования их во времени»* (Половинкина, 1966, с. 10). Приведенное определение ясно показывает, что понятие «структура» в данном случае относится к элементарным парагенезам минералов, к структуре минеральных агрегатов горной породы, характеризует существующие между минералами структурные связи, но не тип их пространственной обособленности.

Представления о составе и структуре горных пород тесно связаны с представлениями о видах таких минеральных агрегатов, парагенезисах минералов. На Международном коллоквиуме в 1966 г. парагенез минералов, в частности, определен как минеральная ассоциация, возникшая закономерно в ходе одного процесса, ограниченного в пространстве и времени и протекавшего в определенных физико-химических условиях (Лазаренко, 1974). Не менее широко распространено другое определение минерального парагенеза, согласно которому в один парагенез включается совокупность последовательно образовавшихся минералов (Геологический словарь, 1973). В этих определениях нашли отражение два аспекта того широкого понимания термина «структура» (синоним: парагенез), о котором речь шла в I главе. В них учтена, с одной стороны, характеристика типов существующих между элементами горной породы (минералами) связей. Ее можно назвать структурным парагенезом минералов, используя термин, употребленный В. М. Цейслером (1977) для характеристики породных парагенезов. С другой стороны, в приведенных определениях понятия «структура породы» дано указание на минеральный состав тех элементов, которые данную структуру (минеральный агрегат) образуют. Это второй, вещественный, аспект общенаучного понятия «структура» — вещественный парагенез, с помощью которого в данном случае дается представление о минеральном составе агрегата горной породы. Первый из двух отмеченных аспектов понятия «структура породы» практически используется, например, для обособления таких крупных «структурных» классификационных подразделений горных пород, как осадочные или магматические. Второй позволяет определять принадлежность терригенных осадочных пород к таким их «вещественным» группам, как аркозы, граувакки и т. п. Сочетание обоих рассмотренных аспектов, т. е. использование полного понятия «структура горной породы», приводит к обособлению по минеральным парагенезам таких групп горных пород, как аркозовый песчаник, кварцевый песчаник и т. п. Легко заметить, что в традиционное понятие структура горной породы не включен третий аспект общенаучного понятия «структура», т. е. объемная характеристика объекта, по которой его структура выступает как целостное образование, является элементом в следующих, более крупных, структурах.

Наблюдаемые под микроскопом различные типы связей между минеральными зернами в метаморфических горных породах с самого начала их обособления соотносятся с процессом перекристаллизации веществ в твердом состоянии. Структуры, возникающие целиком путем «роста в твердом состоянии» (перекристаллизации), например, называются бластическими, или бластовыми. В метаморфической породе наряду с бластическими новообразованиями сохраняются элементы исходных структур. Наличие таких реликтовых структур является фактически главным критерием для обособления, наряду с осадочными и магматическими породами, метаморфических пород в качестве отдельного класса (см. табл. 3). Так, по наличию бластопсаммитовой, бластопелитовой и других «осадочных» реликтовых структур судят о том, что метаморфизована именно осадочная порода. Бластогранитовая и другие реликтовые структуры изверженных пород указывают на то, что метаморфизована интрузивная порода. Это еще один пример того, как оба аспекта (структурный и вещественный) понятия «структура горной породы» практически используются в классификации интересующих нас объектов,

Несмотря на то, что еще основоположникам петрографической науки было известно, что «структурные» и «текстурные» признаки отражают разные свойства горных пород (их внутреннее строение и характер пространственной обособленности), дискуссии вокруг этих понятий до сих пор продолжаются. Проверая рациональность разделения понятий структуры и текстуры, В. С. Соболев (1950) указал на то, что структурные и текстурные признаки генетически связаны с разными процессами, их создающими. «Структурные признаки горных пород, — по определению В. С. Соболева (1950, с. 292), — связаны с самим процессом кристаллизации и разрушения минералов, т. е. движением атомов, ионов и молекул в отдельных фазах системы. Текстурные признаки горной породы связаны с относительным движением фаз в процессе ее образования». Наличие таких разных процессов приводит, очевидно, к тому, что наряду с «чистыми» (отвечающими отдельным фазам) парагенезисами минералов в природе нередко образуются их сложные смеси — продукты многофазовых систем, представленные в структуре земной коры элементарными геологическими телами сложного состава. С точки зрения петрогенезиса структурные и текстурные признаки, следовательно, характеризуют принципиально разные явления — возможность обособления породных тел в виде минеральных агрегатов и в виде разнообразных стратифицированных (связанных между собой отношениями последовательности) геологических тел.

Не во всех, однако, случаях, существует одинаковое мнение об отношении 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 породы — текстурному или структурному. Многие авторы считают их текстурными, но в «Атласе текстур и структур осадочных пород» (1962) выделяются брекчиевые и конгломератовые структуры, а не текстуры. При петрографическом описании обломочных пород, как правило, описывается структура породы (алевролитовая, псаммитовая, псефитовая) и структура цемента. По мнению Ю. Н. Занина (1975), сцементированную осадочную породу при наличии в ее составе двух агрегатных компонентов — обломочной части и цемента — необходимо называть цементно-обломочной (цементно-зернистой). Такое определение ее является уже текстурным, а не структурным. Таким образом, обломочные горные породы с цементом представляют собой, строго говоря, различные «смеси» минеральных агрегатов. Среди них выделяются, в частности, цементно-брекчиевые, цементно-песчано-алевролитовые и т. п. виды таких породных ассоциаций.

Существующие в течение десятилетий противоположные взгляды на отнесение тех или иных структурных характеристик горных пород (брек-

чивости, конгломератности) к текстурным или структурным признакам определяются, по-видимому, различными подходами к этим объектам. В рудной петрографии в качестве «неделимой основы породы» (ее элемента) выступает минеральный индивид. В общей петрографии осадочных образований в качестве такого элемента нередко выступает минеральный (или цементный) агрегат, т. е. мельчайшая частица той «чистой» горной породы, из которой слагаются осадочные слои. Считается, что геология начинается в поле с наблюдения именно таких объектов. Но какое отношение к выделению видов горных пород имеют тогда текстурные характеристики? Текстурой горной породы, как уже говорилось, называется стереометрическое, т. е. пространственное, сложение породы, обусловленное определенным расположением ее минералов в пространстве. Эта характеристика относится к пространственно обособленным скоплениям минеральных агрегатов в виде простых геологических тел, каковыми являются слои, дайки, силлы и т. д. Она позволяет представить породные объекты в виде целостных образований в качестве структурных элементов более крупных геологических тел.

Понятия «структура» и «текстура» в петрографии практически используются для обособления среди горных пород их классификационных подразделений, относящихся к разным ступеням систематики горных пород (см. табл. 3). При изучении этих объектов возникает необходимость, с одной стороны, дать характеристику структурным особенностям минеральных парагенезов (агрегатов), а с другой — описать ясно макроскопически выступающую структуру минеральных масс, характер их пространственной обособленности в форме самостоятельных тел. Эта форма часто определяется пространственным расположением минералов в массиве горной породы. По-видимому, правильным будет считать, что текстурная характеристика — это самая общая статистически определяемая характеристика пространственного расположения минералов в горной породе. Такая характеристика дается, как правило, на базе стратиграфии. При этом фактически указывается некая усредненная статистическая характеристика такой ориентировки для многих породообразующих минералов одновременно, т. е. для их скоплений. Н. П. Херасков (1967), видимо, был одним из первых, кто акцентировал внимание на том, что скопления минералов в пространстве образуют структуры (парагенезы) либо в форме сравнительно мало распространенных крупно- и гигантокристаллических агрегатов, либо в форме тех элементарных тел горных пород (их видов), которые составляют формации, т. е. сами выступают в виде элементов при описании структур более крупного ранга.

Когда речь идет о внутренней структуре породы, в ее характеристику в явном или в неявном виде обязательно вводится тип связи между минералами. По последнему критерию, собственно, и различаются главные типы горных пород: интрузивные (магматические), метаморфические и осадочные (см. табл. 3). Структура породы, т. е. структура ее элементарных минеральных агрегатов, таким образом, действительно является главным классификационным признаком горных пород. Гранит, например, определяется как магматическая порода, представленная в основном кварцем, полевым шпатом и слюдой. Минимальный кусочек породы, состоящий из указанных минералов (рис. 3), связанных между собою «гранитной» структурой, всегда рассматривается как объект ранга горной породы, а не минерал. Мельчайшей частицей горной породы, следовательно, являются минеральные агрегаты, или минеральные парагенезы, в которых заключены все основные характеристики данной породы, относящиеся к ее внутреннему строению и составу, подобно тому, как в одной молекуле заключены основные свойства того или иного вещества, независимо от того, в какой форме это вещество встречается в природе. Но для выделения видов горных пород этих характеристик все-таки недостаточно.

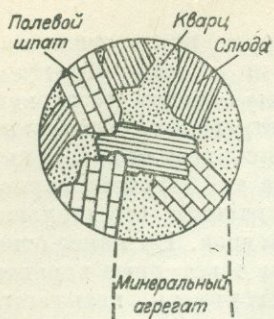


Рис. 3. Минералы и минеральные агрегаты гранита в шлифе горной породы. По О. П. Фисуненко и Б. В. Пичугину (1977).

Определение минеральных видов, участвующих в строении породы, т. е. качественного минерального состава, лежит в основе лишь крупных классификационных подразделений, первых ступеней общей систематики горных пород.

В составе горной породы, как геологического тела, различают ее главные и второстепенные компоненты. Последние содержатся в незначительных количествах почти во всех породах: апатит, циркон, турмалин, магнетит, пирит и др. Избыточные скопления какого-либо из этих минералов в горных породах встречаются редко, причем только в определенных участках породы. Избыточные минеральные компоненты типичны для отдельных месторождений. Такие минералы предпосылаются названию группы пород с тем, чтобы обозначить вид горной породы с учетом минерального состава. К таковым относят, например, турмалиновый гранит.

При определении вида горной породы, таким образом, учитывается не только качественный минеральный состав, но также количественные соотношения содержащихся в породе минералов.

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, возможно, даже первостепенную роль (см. табл. 4, 10). Петрохимический состав имеет универсальное значение, так как он позволяет получить сравнительную характеристику состава любых пород. Все нюансы петрогенезиса любого масштаба, видимо, так или иначе отражаются в химическом составе магматических тел, что заставляет многих петрологов высказаться за целесообразность построения главной рабочей классификации магматических пород, а также формаций на количественной петрохимической основе (Кузнецов и др., 1976; Методы..., 1978). Оценивая такие классификации, однако, необходимо иметь в виду, что исторически сначала создавались классификации, представляющие результат качественного эмпирического обобщения полевых наблюдений. И эти полученные результаты должны каким-то образом находить (в большинстве случаев оно так и есть) отражение в более совершенных количественных классификациях горных пород и формаций на петрохимической основе. Это последнее обстоятельство позволяет по практически непрерывным количественным характеристикам выделять в этих классификациях некоторые укрупненные подразделения, примерно отвечающие формационным типам, которые ранее выделялись эмпирически на минералогическо-петрографической основе. Анализ эмпирической основы обособления крупных классификационных подразделений горных пород (таких классов, как эффузивные и интрузивные породы, базальтоидные и гранитоидные, терригенные и хемогенные) показывает, что выделение некоторых крупных классов горных пород так или иначе основано на представлениях о природных парагенезах горных пород, т. е. определенным образом связано с обособлением геологических формаций. Вероятно, по этой причине известные классификации осадочных и магматических (метаморфических) горных пород М. С. Швецова (1958), 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. 4). О том, что в классификации горных пород А. Н. Заварицким каким-то образом учитывались формации,

Соотношение главнейших типов магматических горных пород и формаций. По классификации А. Н. Заварицкого (1956)

Формации	Гранитоидные (граниты)			Базальтоидные (базиты)		Гипербазиты (ультрамафиты)	SiO <sub>2</sub> , %	
	52—65	65—75		65—52	52—45	< 45		
Интрузивные	Абиссальные	Сиенит	Гранит	Гранодиорит	Диорит	Габбро	Пироксенит, перидотит, дунит (горнблендит)	Полно- и крупнокристаллические, равномернoзернистые породы
	Гипабиссальные	Сиенит-порфир	Гранит-порфир	Гранодиорит-порфир	Диорит-порфир	Диабаз	Пикрит, пикритовый порфирит, кимберлит	Неравномернокристаллические, порфировидные, с поликристаллической основной массой
Эффузивные	Неотипичные	Трахит	Липарит	Дацит	Андезит	Базальт	Маймечит	Неравномернокристаллические, порфировые, со стекловатой или мелкозернистой основной массой
	Палеотипичные	Ортоклазовый порфир	Кварцевый порфир	Кварцевый порфирит	Порфирит	Базальтовый порфирит		
		Калиевый полевой шпат, роговая обманка, кислый плагиоклаз (щелочной пироксен, биотит)	Кварц, калиевый полевой шпат, кислый плагиоклаз, слюды (роговая обманка)	Кварц, средний плагиоклаз, калиевый полевой шпат, слюды, роговая обманка (пироксены)	Средний плагиоклаз, роговая обманка (слюды, пироксены)	Основной плагиоклаз, пироксены (биотит, роговая обманка, оливин)	Оливин, пироксен (рудные минералы, редко—роговая обманка)	Породы

Примечание. Характеристика горных пород дана по Т. Н. Лапинской и Б. К. Прошлякову. Группа щелочных пород (щелочных габброидов, нефелиновых сиенитов и т. д.) не внесена в таблицу в связи с небольшой их распространенностью.

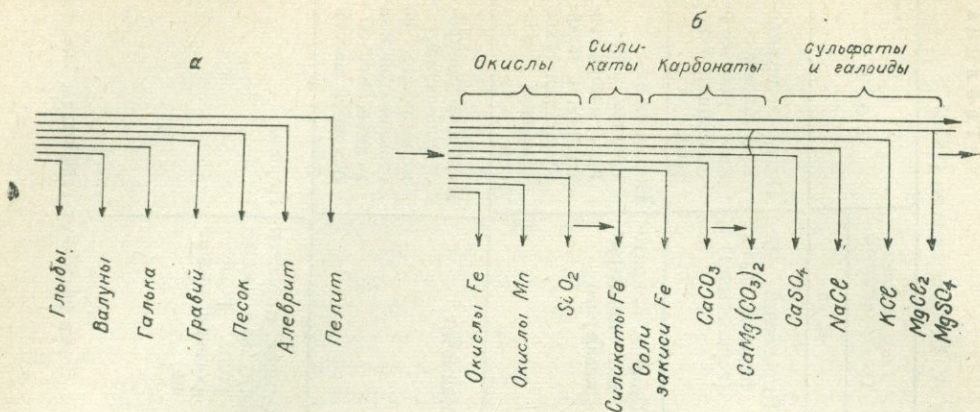


Рис. 4. Схемы механической (а) и химической (б) осадочной дифференциации вещества, по которым устанавливаются терригенные и хемогенные классы горных пород. Из книги Т. А. Лапинской и Б. К. Прошлякова (1974).

говорит известное его высказывание: «Подобно тому, как горные породы не представляют произвольных смесей минералов, так и сами эти породы не встречаются в произвольных сочетаниях» (Заварицкий, 1950, с. 195).

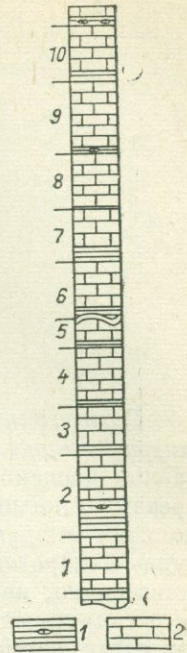
При построении общих классификаций осадочных горных пород литологи тоже не обходятся без использования в той или иной мере представлений о формационных единицах для обособления главных классов осадочных горных пород — терригенных, карбонатных (хемогенных) и т. п. Последние тоже выделяются по наиболее распространенным в природе (а не случайным, редким) типам наборов горных пород (рис. 4).

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 слоями горных пород и всеми другими объектами более крупного ранга. Однако петрографический состав таких геологических тел, определенный по элементарным минеральным парагенезам, может иметь и постепенные переходы. Вместо одних минералов и в минеральных, и в породных парагенезах появляются иногда другие виды минералов, изменяются количественные их соотношения в стратиграфическом разрезе и по простирацию формаций. Такие пространственно-временные вариации состава магматических пород и комплексов, например, приводят к тому, что мы можем наблюдать в природе постепенные переходы буквально между всеми формационными типами в виде непрерывного поля состава геологических тел, так называемого петрохимического континуума (Методы..., 1978). Последнее обстоятельство обычно учитывается как в построении общей систематики горных пород, так и в построении единой систематики их парагенезов разного ранга, т. е. геологических формаций, по количественным критериям состава (см. табл. 10).

Виды горных пород и формаций, очевидно, невозможно выделять только по критерию «среднего» петрохимического или минерального состава. Вещественные характеристики такого рода должны относиться к определенным устойчиво повторяющимся элементарным «структурным ячейкам» — к слоям горных пород или к формационным единицам определенного ранга, характеризующимся четко эмпирически различимыми внутренним строением и формой обособления. Практикуемое иногда некоторыми геологами использование статистических методов так называемого среднего состава для систематики всех горных пород и формаций безотно-

Рис. 5. Фрагмент стратиграфического разреза глинисто-карбонатного флиша (Чалышев, Сорвачев, 1977).

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



сительно к форме, внутренней структуре и рангу классифицируемых объектов, по-видимому, не является достаточно корректным. При таком подходе, в частности, может возникнуть ошибочное представление, что традиционное требование — выделять в качестве формаций устойчиво повторяющиеся ассоциации — якобы не должно приниматься во внимание как заведомо невыполнимое (Методы ..., 1978). Это не совсем так. В известных пределах данное требование вполне выполнимо. Таким образом, в современных работах по петрографии осадочных и магматических пород фактически используется многоступенчатая систематика горных пород, в некотором отношении аналогичная систематике минералов (сравните табл. 2—4 и 10). Принципиальная схема единой систематики горных пород в самом общем виде представлена в табл. 3. Различные ступени общей систематики горных пород согласно этой схеме обособляются по структурным и вещественным критериям, которые, как и в систематике минералов, используются поочередно. Наименьшей классификационной единицей в систематике горных пород также является вид природного объекта. Для выделения последнего здесь также используются критерии, отвечающие всем трем аспектам общенаучного понятия «структура», или «структурный элемент»: 1) как некоторой конструкции элементов (в данном случае минералов определенного видового состава); 2) как некоторого типа связей между этими элементами, 3) как некоторой целостной единицы — геологического тела, т. е. слоя, жилы и т. п.

Первые два аспекта вводятся в систематику с помощью понятия «структура горной породы», а третий находит отражение в понятии «текстура породы». Отдельные минеральные агрегаты (см. рис. 3), сами по себе взятые, видами горной породы, вероятно, еще не являются, как не представляют собой минерального вида элементарные ячейки минералов (см. рис. 2). Они выполняют функцию «образца», по которому определяются внутренняя структура и состав объектов.

Элементарной и, возможно, самой распространенной формой нахождения в земной коре минеральных парагенезов является слой горной породы определенного вида. При выделении именно таких объектов практически используются как структурные, так и текстурные признаки горной породы; только в этом последнем случае горная порода выступает как некоторое в структурном отношении целостное образование, т. е. как структурный элемент, структура в полном смысле этого слова. Слой как морфологическая описательная единица используется в качестве исходного или первичного элемента для характеристики структуры и состава геологических тел всех более крупных рангов (рис. 5). В тех случаях, когда скопления минеральных агрегатов в текстурно четко обособленном слое горной породы имеют одинаковый минеральный (или петрохимический) состав и структуру, принято говорить о видах горной породы как о структурных элементах: слой известняка, доломита, глины, аркозового песчаника и т. д. Выделение таких элементарных геостратиграфических тел осадочных и магматических горных пород разного вида знаменует собой переход к принципиально новому (литостратиграфическому, формационному, или геостратиграфическому) способу пространственного обособления структурных единиц в земной коре.

ФОРМАЦИОННАЯ ГРУППА  
ЭЛЕМЕНТОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Геологические формации, как известно, представляют собой стратиграфические парагенезы, или ассоциации горных пород. Однако уже давно обращено внимание на то, что понятие «парагенез горных пород» чрезвычайно широко. Оно, по существу, является неполным синонимом понятия «структуры, образуемые горными породами» (термины «структура» и «парагенез» разъясняются в гл. I). Приведенное здесь определение, естественно, не позволяет четко отделять формационные единицы от всех более крупных структурных элементов земной коры и различать ранги самих формаций, но оно ясно указывает на то, что здесь мы имеем дело с объектами более высокого ранга, чем горные породы, поскольку последние всегда являются элементами формационных структур.

Опыт изучения земной коры показывает, что помимо элементарных парагенезов, т. е. наборов горных пород определенного вида, во многих регионах обособляются более крупные объекты — парагенезы породных парагенезов. В связи с этим геологам постоянно приходится решать вопрос о том, какие из этих парагенетических ассоциаций горных пород следует рассматривать как части формаций, а какие как элементарные формации; возможно ли объединение формационных единиц в более крупные группы, а также сколько формационных подразделений в конкретных разрезах можно выделять и по каким именно критериям.

Начало комплексному изучению и систематизации геологических формаций как объектов определенной ранговой группы положено всего несколько десятилетий тому назад, и учение о формациях среди других геологических наук является относительно молодым. Возможно, по этой причине формациологи, в отличие от минералогов и петрографов, еще не достигли той четкости в определении объектов, которая приходит с построением общей систематики, или видовой классификации.

Первые попытки создать единую классификацию формационных объектов обнаружили еще одну дополнительную трудность в построении их общих систематик. Она заключается в том, что при обращении к формационным объектам возникает необходимость помимо таких широко используемых в минералогии и петрографии понятий, как «структурный элемент», «структура» и «вид» (определения их даны в гл. I и II), вводить еще понятие о ранге структурных элементов. Важность этого иерархического аспекта в изучении геологических формаций была подчеркнута уже на первом Новосибирском совещании по геологическим формациям в 1953 г. (Попов, 1955).

Неодинаковая ранговая принадлежность геологических тел, выделяемых в настоящее время в качестве формаций, вносит существенные трудности в формационный анализ и в сопоставление различных схем формационного расчленения конкретных разрезов. Примером выделения единиц совершенно разного ранга в качестве осадочных формаций, как заметил В. М. Цейслер (1977), могут служить работы по формационному

расчленению чехла Сибирской платформы. Так, А. В. Лейпциг и Ю. Р. Мозар (1970) во всем разрезе чехла этой платформы (от верхнего докембрия до кайнозоя) выделяют всего шесть формаций, тогда как в работах В. И. Драгунова и др. (1974) только в составе силура — нижнего карбона чехла той же платформы выделяется более 10 парагенетических ассоциаций, рассматриваемых как формации (рис. 6).

Ранги конкретных формаций и их виды практически начали намечаться в геологии на основе эмпирических данных, полученных главным образом в ходе начатого еще в XVII в. регионального стратиграфического расчленения осадочных толщ. Для решения вопросов обособления формационных единиц как объемных структурных элементов земной коры разного ранга история этих работ имеет первостепенное значение: она фактически представляет собой ту эмпирическую основу, на базе которой возникли современные представления о геологических формациях.

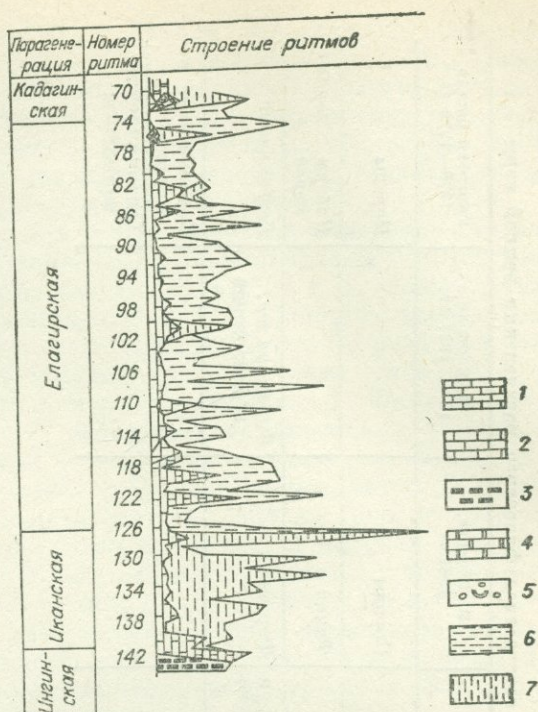


Рис. 6. Ритмограмма елагирской формации (Драгунов и др., 1974).  
1—7 — виды горных пород.

### К ИСТОРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ ФОРМАЦИЙ КАК РЕГИОНАЛЬНЫХ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ РАЗНОГО РАНГА

История выделения формационных единиц разного ранга тесно связана, с одной стороны, с установлением крупных региональных стратиграфических подразделений (геостратиграфических единиц в понимании Г. П. Леонова, 1974а) и, с другой стороны, с выделением в осадочных сериях фациальных зон (фаций) разного порядка, отражающих латеральные изменения в составе и структуре слоистых толщ. В геологической литературе эти вопросы обычно рассматриваются попутно с описанием истории стратиграфического расчленения осадочных толщ, а также при анализе терминов и понятий, приведших к возникновению учения о формациях. Для истории сравнительной тектоники структурных элементов Земли разного ранга первостепенное значение имеют два вопроса, которым здесь и уделяется основное внимание. Во-первых, интересно установить, насколько это возможно, когда и кем впервые практически были выделены конкретные формационные объекты разного ранга. Во-вторых, проследить, хотя бы в самых общих чертах, развитие теоретических представлений об этих объектах и эволюцию той терминологии, которая в разное время разными учеными использовалась для обозначения конкретных формационных единиц разного ранга.

История развития представлений о формациях разного ранга, а также история формационной терминологии широко освещена в печати (Вассоевич, 1948а, б, 1966; Херасков, 1967; Маркевич, 1957; Попов, 1966;

Таблица 5  
 Ранговая корреляция формационных единиц, наметившихся на ранних этапах геостратиграфического расчленения земной коры

Н. Стенон, 1669 г.	Ардуино, 1760—1795 гг.	Г. Флюксель, 1762 г.	А. Г. Вернер, 1780 г.	А. Грессли, 1841 г.	Э. Реневье, 1884 г.	М. Бергран, 1894, 1897 гг.	Ранговая шкала 1973—1978 гг.*
Фаши	Слой	Залежь	Виды горных пород	Подфаши	Породы	Породы	Породы
	Залежь	Залежь	Залежь, толща, свита	Фаши	Фаши	Наборы горных пород	Наборы горных пород
	Формации	Формации	Формации	Формации крупных подразделений	Формации	Формации гор, горные фаши	Геобормаши
	Группа пород (вулканических)		Комплексы формаций				Формационные юмляксы
	Комплексы отложений		Главные эпохи: древнейшая и фледовал				Тектонические комплексы

\* Полную ранговую шкалу структурных элементов Земли см. на рис. 62.

Баскина, Круть, 1968; Лучицкий, 1971; Леонов, 1973, 1974; Дюфур, 1976; и др.). Она свидетельствует о том, что формационные единицы в земной коре первоначально выделялись, как правило, по структурно-вещественным критериям, но исходя из разных целевых и теоретических предпосылок, связанных главным образом с изучением физико-географических и тектонических условий, существовавших на земной поверхности в геологическом прошлом.

Обзор геологических работ, относящихся к истории выделения формаций, показывает, что за широко распространенными терминами «формация» и «фашия» скрываются не только понятия, относящиеся к разным системам рассуждений, но и различные конкретные природные геологические тела — объекты заведомо разного ранга. Эти конкретные объекты и позволяют нам теперь, при рассмотрении истории развития представлений о формациях, более или менее достоверно устанавливать, когда и кем впервые были выделены (или намечены) формационные единицы разного ранга и какими именно терминами их первоначально обозначали (табл. 5).

Известно, что слово «фашия» появилось в геологической литературе с выходом в свет в 1669 г. работы Н. Стенона (1957), посвященной геологическим образованиям Тосканы. Однако фашию Н. Стенон понимал как стратиграфическую единицу (Вассоевич, 1948а, б).

Представления Н. Стенона получили дальнейшее развитие в работах итальянца Ардуино, опубликованных между 1760 и 1795 гг. (Леонов, 1973). Ардуино среди толщ Северной Италии различал три последовательно залегающих друг на друге комплексы отложений, названных им соответственно первичными, вторичными и третичными.

Одновременно с исследованиями в Италии формационное (геостратиграфическое) расчленение толщ проводилось также и в области герцинских массивов. Наряду с детальной разработкой схемы стратиграфического расчленения отложений, датированных ныне как пермские и триасовые, немецкими учеными Леманом, Г. Фюкселем и А. Г. Вернером здесь разрабатывалась общая схема последовательности образования толщ, т. е. фактически схема их формационного расчленения.

Наиболее важные результаты в формационном расчленении осадочных толщ, как считает Г. П. Леонов (1973), были получены Г. Фюкселем (Füchsel, 1762) на примере Тюрингенских гор в 1762 г. Г. Фюксель, по-видимому, впервые в истории пытался разработать системы соподчиненных геологических тел и соответствующих им терминов. Он различал формационные (стратиграфические) единицы трех категорий: слой, залежь, и формацию (см. табл. 5). Формации рассматривались Г. Фюкселем как комплекс тесно связанных слоев, возникших в одинаковых условиях. По его представлениям, формация — это комплексы слоев, в которых отражается чередование этих условий в течение жизни Земли. В работе Г. Фюкселя приведено, как принято считать, одно из наиболее ранних определений понятия «формация». Этим термином он называл комплекс слоев, выделяющийся в разрезе по каким-либо признакам, в том числе и по встречающимся в них окаменелостям. Почти через сто лет после работ Н. Стенона, в 1762 г. Фюксель ввел для обозначения комплексов сходных между собой смежных слоев (характеризующихся общностью происхождения и отвечающих определенной эпохе) новый термин — «формация» (синонимы: *series montana*, *series stratum*).

На основании данных по геологии Тюрингии и Саксонии в 1780 г. известным геологом А. Г. Вернером (Werner, 1787) была разработана общая схема формационного (стратиграфического) расчленения этой области и предложена соответствующая общая схема ее геологической истории. В схеме широко использовались данные предшественников, особенно Г. Фюкселя, от которого А. Г. Вернер перенял ряд понятий и терминов, вложив в них, как отмечают Н. Б. Вассоевич (1948) и Г. П. Леонов (1973), существенно иное содержание: не регионально-стратиграфическое, а петрографическое. Формационное (историко-геологическое, стратиграфическое) расчленение осуществлялось им на базе двух главных понятий: 1) понятие о последовательности в залегании, с которым связывалось представление о времени (эпохе) образования различных толщ, 2) понятие о формации, в котором он пытался отразить условия образования тех же толщ горных пород. Иными словами, формационное расчленение проводилось А. Г. Вернером с использованием в явном виде им же предварительно разработанной стратиграфической шкалы.

Периоды времени, отвечающие главным эпохам подъема и последующего спада вод, т. е. эпохи складчатости в современном понимании, А. Г. Вернер называл соответственно древнейшим временем и флюэдовым временем. Под формацией он понимал совокупность пород близкого состава, отвечающего, по его представлению, составу вод Мирового океана, из которых породы отложились химическим или механическим путем. Он различал формации шифера, известняка, траппа, порфира и др. В составе этих формаций различались виды горных пород: гранит, гнейс, слюдяной сланец, глинистый сланец, песчаник и др. Ни одна из формаций А. Г. Вернера не связывалась с каким-либо одним-единственным периодом истории, т. е. в стратиграфическом разрезе толщ они могли повторяться.

Отдельные периоды жизни Земли (отвечающие, по-видимому, формационным комплексам в современном понимании) характеризовались направленными рядами формаций разного типа. В нижнем комплексе выделялись, например, сланцевая, известняковая, трапповая и другие формации, составляющие единый ряд. Отдельные члены формаций (виды

горных пород) могли при этом выделяться как в составе формаций, так и в составе более крупных подразделений — разновозрастных формационных комплексов: первый гранит, второй гранит; древний песчаник и т. п. А. Г. Вернер вкладывал в термин «*формация*» определенный генетический смысл, допуская возможность разновозрастности одних и тех же формаций. Последние тесно связывались также с *формационными комплексами*, которые использовались прежде всего как крупные стратиграфические единицы. Но соотношения формаций с 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 *формационного комплекса* не нашло дальнейшего применения у ближайших учеников и последователей А. Г. Вернера (см. табл. 5). 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, т. е. единицами самого крупного среди формационных подразделений ранга (см. рис. 62). Представление А. Г. Вернера о 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), является 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 и обозначаться термином «*формация*» многими другими исследователями. А. Г. Вернер для обозначения конкретных горных пород, слагающих *формации*, т. е. конкретных проявлений *формации* в обнажениях, использовал термин «*горная порода*», или «*горный вид*» (см. табл. 5). Этот последний термин был видоизменен затем Науманном (Naumann, 1854) в термин «*горный член*». Согласно Науманну, горные члены состоят из слоев одинакового или различного состава, т. е. представляют собой уже наборы горных пород, но не виды горных пород, как самостоятельных объектов. Эти наборы горных пород (горные члены Науманна) рассматривались им как некие элементарные вещественные единицы, как «*кирпичи*», из которых слагается общая структура, или архитекtonика, земной коры.

Спустя несколько десятилетий после работ А. Г. Вернера, А. Грессли (Gressly, 1838—1841) и К. Прево (Prevost, 1839, 1845) на основе детального анализа стратиграфических разрезов пришли к выводам: 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 (Prevost, 1839) отмечал, 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 синхронизма *формаций*, принцип их изучения на основе стратиграфической шкалы и фактической изменчивости, должен найти применение при изучении отложений любой эпохи и момента. Иными словами, указанный принцип К. Прево считал приемле-

мым для изучения формационных единиц любого ранга. Соответственно в его изложении термин «*формация*» получил такой же смысл, какой получил примерно в то же самое время термин «*фация*» у А. Грессли, которого считают основоположником учения о *фациях*. 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 *фациями* (от латинского *facies* — облик, наружность, вид, лицо). Согласно А. Грессли (Gressly, 1844), *фация* — 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 состава данного горизонта.

А. Грессли сформулировал два закона, характеризующих структуру самих *фациальных рядов* (*фаций* определенного стратиграфического горизонта) и указывающих на характер распределения *фаций* в стратиграфическом разрезе. Первый его закон в интерпретации Н. Б. Вассоевича (19486) гласит: разновозрастные отложения могут быть выражены разными отличающимися друг от друга *фациями*. Второй закон А. Грессли утверждает, что одинаковые — в петрографическом и геогностическом отношениях — *фации*, весьма сходные при этом палеонтологически, могут встречаться на разных стратиграфических уровнях. Из этих законов следует, что *латеральная структура* осадочных толщ (если эту структуру рассматривать на уровне *формаций*) отличается от их структуры по стратиграфической вертикали. *Латеральная структура* обычно имеет направленный вид, определяемый закономерной сменой по простиранию одних *фаций* и *формаций* другими. Стратиграфическая структура тех же толщ, в отличие от *латеральной*, всегда предполагает повторяемость определенных *фациальных наборов* горных пород в разрезе. Много лет спустя на это же явление обратил внимание Н. С. Шатский (1964), различавший, с одной стороны, направленные «*фациальные ряды*», а с другой — часто повторяющиеся в стратиграфическом разрезе «*фациальные сочетания*».

Таким образом, в начале XIX в. возникла острая необходимость введения нового понятия и термина, который отражал бы обнаруженную к тому времени изменчивость состава по стратиграфическим горизонтам. Сначала такие стратиграфические ряды изменчивых по составу отложений обозначали термином не только «*фация*», но и «*формация*». А. Броньяр, например, уже в 1821 г. вполне отдавал себе отчет в том, что *наборы* горных пород, наблюдаемые в региональных стратиграфических единицах Парижского бассейна (он называл их *формациями*), изменяют свой состав по простиранию.

Однако понятия о *фациальной изменчивости* отложений и о *фациях* как особых свойствах слоистой структуры осадочных толщ (ее *формационных подразделений*) впервые ясно были сформулированы, по-видимому, в 1841 г. А. Грессли (Gressly, 1844). Ему отдается приоритет в установлении данного явления. *В составе крупных формационных единиц (осадочных и магматических) фации выделяются именно как различающиеся по составу участки последних, представленные определенными наборами видов горных пород.* В таком классическом понимании, сформулированном еще А. Грессли, термин «*фация*» используется и в настоящей работе. Общеизвестный *факт пространственной изменчивости состава отложений в пределах единого структурного элемента* обычно обозначается традиционным термином «*фациальная изменчивость*». При этом целесообразно различать *латеральную* (в пределах одного стратиграфического уровня) и *вертикальную* изменчивость *фаций*.

Начало использования термина «фа́ция» в смысле образований определенного генетического типа (наборов горных пород разного вида) было положено, как считает Г. П. Леонов (1973), в конце прошлого века работами швейцарского геолога Э. Рене́вье (Renevier, 1884, 1897), хотя само представление о подобных образованиях было развито впервые французским геологом К. Прево (Prevost, 1838, 1839) в том же 1838 г., что и представление о фациях А. Грессли. До работ Э. Рене́вье соответствующее понятие часто обозначалось также (в частности, А. Броньяром и К. Прево) термином «форма́ция». Общая картина запутанной формационной терминологии к концу XIX в. была настолько очевидной, что стала предметом специального рассмотрения в 1881 г. на Международном геологическом конгрессе в Болонье, где было рекомендовано употреблять термин «форма́ция» в том значении, которое было дано К. Прево.

После исключения в 1881 г. по решению II Международного геологического конгресса термина «форма́ция» из стратиграфической терминологии термины «фа́ции» и «форма́ции» стали одними исследователями восприниматься как синонимы, а другими употребляться фактически для обозначения формационных структурных элементов разного ранга. Так, Э. Рене́вье (Renevier, 1884) считал понятия «фа́ция» и «форма́ция» идентичными в смысле использования стратиграфической шкалы для их выделения, но различал их как элементы, соподчиненные по рангу (см. табл. 5). Форма́ции, таким образом, стали подразделяться на фа́ции. По мнению Э. Рене́вье, есть даже некоторое преимущество в том, чтобы иметь два разных термина, относящихся к образованиям разного типа: 1) термин «форма́ция», который принимается по отношению к наиболее существенным различиям (форма́ции осадочные, морские, континентальные, пресноводные, вулканические и т. п.); 2) термин «фа́ция» для обозначения различий в деталях (фа́ции меловые или илистые, песчаные, озерные, речные, устьевые и т. д.). Именно в этом последнем смысле, т. е. как синоним термина «наборы горных пород», в действительности слово «фа́ция» наиболее часто применяется вплоть до настоящего времени. Э. Рене́вье пояснил, что термином «фа́ция» называют все различия, какими бы они ни были, которые могут существовать между отложениями одного возраста. Это его высказывание прямо указывало на то, что фа́циальные переходы в латеральном ряду стратифицированных осадков осуществляются не только в виде послонного изменения состава горных пород в их наборах, но и во всех более крупных геостратиграфических единицах, т. е. в геоформа́циях и в форма́ционных комплексах.

Таким образом, Э. Рене́вье еще 1884 г. была предложена одна из первых классификаций осадочных формационных единиц, в которой учитывался не только видовой состав этих единиц, но и их таксономия, распределение по рангам, а также фа́циальная изменчивость состава обособляемых единиц. Эта классификация, как отмечает Н. Б. Вассоевич (1948б), хотя и не отличалась особенной терминологической правильностью, но основные типы и ранги формационных единиц в ней были намечены верно. Справедливость такой оценки схемы Э. Рене́вье ясно видна при сравнении его построений с другими (см. табл. 5).

Дальнейшее развитие идей А. Грессли и Э. Рене́вье нашло выражение в работах Н. А. Головкинского (1869), который установил, что латеральные фа́циальные ряды могут быть двух принципиально различных видов: 1) состоять из элементов (горных пород, фа́ций) примерно одного и того же или близкого возраста; 2) быть заведомо разновозрастными, «зональными» в стратиграфическом плане образованиями.

Таким образом, ранняя история изучения форма́ций свидетельствует, что в XVII—XIX вв. форма́ционные объекты выделялись как региональные стратиграфические подразделения нескольких рангов. В конкретных регионах по структурно-вещественным критериям и по последовательности в залегании (принцип синхронизации К. Прево) выделялись, во-пер-

## Терминология разноранговых формационных единиц земной коры

Ранговая шкала 1973—1978 гг.*	Близкие понятия и синонимы	
	Осадочные образования	Магматические образования
<i>Наборы горных пород</i>	<i>Фации</i> (Gressly, 1838—1841; Prevost, 1838—1845; Renevier, 1884), горный вид (Вернер, 1780), горный член (Naumann, 1850—1854), фации, генетические типы отложений (Шатский, 1964, 1965), <i>наборы пород</i> (Жарков, Жаркова, 1969)	<i>Породные группы</i> (Кузнецов и др., 1976), ритмические последовательности слоев, пачки или ритмы (Иванов, 1971; Волохов и др., 1972), породные группы (А. Ф. Белоусов, 1971)
<i>Геоформации</i>	Тектонические формации, формации гор (Bertrand, 1897), <i>геоформации</i> , геогенерации (Вассоевич, 1966; Драгунов и др., 1874), элементарные формации (Вотах, 1976)	Пространственно обособленные группы комплексов, очаговые ареалы (Фаворская и др., 1969; Изох, Пономарева, 1973), <i>магматические</i> , (плутонические, интрузивные) комплексы, или <i>формации</i> (Кузнецов, Белоусов, Поляков, 1976)
<i>Формационные комплексы</i>	<i>Комплексы формаций</i> , формации (Вернер, 1780; Gressly, 1841; Renevier, 1884), комплексы формаций (Херасков, 1967), группы формаций, парагенезис формаций (Шатский, 1964, 1965), наборы формаций, структурные этажи (Боголепов, 1970), ряды формаций (Соловьев, 1975 и др.), структурно-тектонические подэтажи (Рудкевич, 1969), структурно-формационные подразделения (Тектоническая карта юга СССР, 1975), мегаформации (Мельников, Захаров, 1977)	Плутонические ассоциации (Кузнецов и др. 1976), магматические серии (Изох, Пономарева, 1973), метаморфические серии (Miyashiro, 1961)

\* Полную ранговую шкалу структурных элементов Земли см. на рис. 62.

вых, крупные «этажные» геостратиграфические подразделения, которые позже стали называться также формационными комплексами, структурными этажами и т. д. (см. табл. 5, 6, 8); это были формационные комплексы (формации, фации крупных подразделений, отвечающие конкретным бассейнам осадконакопления) в понимании А. Г. Вернера, А. Грессли и др. Во-вторых, выделялись значительно более дробные формационные единицы, представленные наборами горных пород — фациями А. Грессли, Э. Реневи и др.

Формационные объекты промежуточного между указанными подразделениями ранга четко обособились несколько позже, когда было обращено внимание не только на изменения в составе толщи, но и на изменчивость внутренней структуры разрезов, которую связывали с изменениями тектонического режима. Наблюдаемые в Альпийских горах различия в структуре названных формаций М. Бертран связывал с особенностями тектонического режима, а появление новых формаций — со стадиями развития той геосинклинали, которая существовала на месте выделяемых формаций. Для обозначения формационных единиц данного ранга (того понятия формаций, которое ввел в геологическую литературу М. Бертран) много лет спустя Н. Б. Вассоевичем (1951, 1966) было предложено использовать термин «геоформация» (см. табл. 6).

Итак, познание геологических формаций разного ранга практически началось почти двести лет тому назад с эмпирического их обособления как региональных стратиграфических подразделений (геостратиграфических единиц). Эти единицы выделялись в конкретных разрезах земной коры по структурным и вещественным критериям, но обозначались в разных случаях разными терминами, что иллюстрируется табл. 5, 6 и 8. Из этих терминов для рассматриваемых в данной работе формационных единиц разного ранга приняты следующие обозначения: 1) *наборы горных пород (фации)*, 2) *геоформации*, 3) *формационные комплексы*. Более общий термин «геологические формации» понимается в самом широком смысле этого слова и используется для обозначения всех формационных единиц независимо от их ранга.

## СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЯХ И РАЗНООБРАЗИЕ ЦЕЛЕЙ ИХ КЛАССИФИЦИРОВАНИЯ

На современном этапе изучения формаций формационные единицы стали восприниматься как естественные геологические тела, или природные объекты, более крупные, чем минералы и горные породы. Это нашло отражение в самых общих характеристиках данных объектов и в тех определениях самого понятия «формация», которые были сформулированы Н. С. Шатским (1964, 1965), Н. П. Херасковым (1967) и другими основоположниками учений о геологических формациях. Н. С. Шатский, например, прямо указывал, что «понятием формация 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, т. III, с. 12). Широко известно также его определение формаций как естественных комплексов (сообществ, ассоциаций) горных пород, отдельные члены которых (породы, пачки пород, свиты) парагенетически связаны друг с другом и в латеральных направлениях, и в вертикальной стратиграфической последовательности. Каждый вид формаций, по Н. С. Шатскому (1965, т. III, 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. 18) также 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.

Приведенные выше определения геологических формаций и намеченный Н. С. Шатским (1965) и Н. П. Херасковым (1967) подход к изучению и классифицированию формационных объектов в настоящее время, по-видимому, являются практически общепризнанными; разделяет в целом такое понимание геологических формаций и автор данной книги. Однако здесь же следует подчеркнуть, что процитированные по Н. С. Шатскому (1965) и Н. П. Хераскову (1967) определения формаций относятся ко всей группе формационных объектов в целом. Иными словами, *основоположники современного учения о формациях определили понятие «формация» в самом широком смысле этого слова. Они, по сути дела, четко разъяснили лишь, что следует в целом понимать под формационными единицами земной коры (наборами горных пород, геоформациями и формационными комплексами), но не определили строго каждую такую единицу в отдельности.* Ими были в самом общем виде намечены пути изучения всей группы формационных структур. При этом предпочтение отдавалось эмпирическому способу классифицирования этих объектов.

Тем не менее уже в первых самых общих определениях понятия «геологическая формация» была заложена ясная предпосылка для обособления в качестве самостоятельных объектов всех трех упомянутых выше формационных единиц разного ранга. Так, в определениях этого понятия, данных Н. С. Шатским (1965), в качестве элементов формации назывались не только слои горных пород, но и их наборы (пачки), а также геоформации (свиты), которые объединялись затем в формационные ряды (группы) или комплексы по Н. П. Хераскову (1967). В частности, Н. С. Шатский (1965) подчеркивал, что осадочные формации являются тектоническими единицами в ряду горные породы — генетические типы отложений — формации (см. табл. 21).

Из определений геологических формаций как естественных ассоциаций парагенетически связанных друг с другом слоев горных пород следует, что формации — это какие-то системы, состоящие из разных видов горных пород. Но вопрос о том, что это за системы, каков характер отношений между элементами в этих системах, остается в приведенных определениях неясным; не указываются обычно также конкретные критерии, по которым формационные тела разного ранга должны выделяться в ходе практического расчленения земной коры.

Известные определения геологических формаций Н. С. Шатского (1965), Н. П. Хераскова (1967) и других ученых не позволяют ответить на вопросы 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, геоформации и формационные комплексы) подчеркивает лишь убежденность авторов в принципиальной осуществимости такой операции. И надо заметить, что эта уверенность их не беспочвенна: она основана на эмпирическом знании конкретных геологических объектов. Такое нестрогое предварительное выделение объектов на эмпирическом уровне является, очевидно, совершенно необходимым этапом в поиске критериев разделения формаций и других тектонических единиц земной коры на ранги. Ведь известно, что связи между элементами обычно изучаются и уточняются лишь после того, как сами объекты (точнее — некоторые из них) предварительно оказываются выделенными. Только после эмпирического обособления нескольких конкретных формационных единиц (например, флишевой и аспидной формаций) можно практически приступить к решению вопроса о том, каким образом из горных пород формируются геоформации. Именно такому эмпирическому подходу к выделению формаций отдается должное также в трудах Н. С. Шатского (1965), Н. П. Хераскова (1967) и других ученых, которые справедливо полагают, что формационные единицы, как и другие объекты геотектоники, первоначально выделяются эмпирически, т. е. по наиболее частой встречаемости тех или иных выявляемых в практической геологии видов формаций, отчетливо различающихся по своей структуре, форме и составу.

#### Соотношение целевых классификаций геологических формаций с общей их систематикой

Среди геологов широко распространено представление о существовании в учении о геологических формациях многих принципиально различных методологических направлений. Обособляются, например, такие направления, как стратиграфическое, генетическое, парагенетическое, геотектоническое, или стадийно-зональное (Драгунов и др., 1974). Это разнообразие подходов к изучению геологических формаций обусловлено, вероятно, тем, что разные исследователи обращают внимание на разные

стороны и свойства конкретных объектов: на их стратиграфическое положение и геологический возраст, на генезис и вещественный состав, на структуру породных сочетаний и т. д. При этом под одним и тем же названием «формация» нередко практически изучаются и описываются формационные единицы разного ранга.

Сравнение содержательной части работ, относящихся к разным направлениям в учении о формациях, приводит к выводу, что они нередко отличаются лишь языком, используемым как для формулировок основных понятий, так и для проведения формационного анализа в соответствии с теми или иными теоретическими (генетическими) предпосылками и целями исследований. Это в какой-то мере подтверждается и тем, что на совещании по геологическим формациям, происходившем во ВСЕГЕИ в мае 1968 г., была достигнута определенная договоренность, что генетическое направление является вторым этапом в изучении парагенезов горных пород (Баскина, Круть, 1968).

Поскольку геологические формации, как и любые другие природные объекты, невозможно изучать одновременно во всей их сложности, в этой области знания сложилась закономерная ситуация (она характерна для всего естествознания), когда на одном и том же материале в зависимости от целей и интересов ученых создаются специализированные по целям исследования разнообразные классификации, по существу, одних и тех же объектов.

В учении о формациях такие классификации нередко строятся независимо от рангов формационных единиц. Понятие формации в классификациях подобного типа используется в самом широком смысле этого слова: оно относится ко всей группе формационных объектов одновременно, включает в себя наборы горных пород, геоформации и формационные комплексы (см. табл. 6).

При первой же попытке построить формальные основы учения о формациях Ю. А. Воронин и Э. А. Еганов (1968, 1972) обнаружили явную зависимость результатов такого классифицирования формаций от целей исследования. Это привело их 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 по ясно сформулированной цели можно выработать однозначную процедуру выделения и классификации геологических формаций. Согласно Ю. А. Воронину и Э. А. Еганову, любая классификация является специализированной. С этим их утверждением нельзя не согласиться. Формальная логика действительно дает полное равноправие всем классификациям в смысле формальной неразличимости процедур их построения. Но надо иметь в виду, что создание самостоятельной систематики и обособление для каждой отдельно и независимо взятой цели «своих формаций» неизбежно приводят к «потере» или «распылению» объектов исследования.

Целевые классификации геологических формаций чрезвычайно разнообразны. В связи с конкретными задачами исследований в них концентрируется внимание на каком-либо одном из многочисленных аспектов формационных единиц (литологическом, стратиграфическом, палеогеографическом, структурном, металлогеническом и т. д.). Несмотря на то, что классифицированные единицы разных целевых классификаций иногда несопоставимы по названиям и по содержанию, их построение необходимо как для решения целого ряда теоретических вопросов, так и для решения задач практической геологии.

В абсолютизации любого классификационного признака нет ничего предосудительного. Важно только, чтобы во всех классификациях формаций соблюдались правила внутренней логики их построения. Многие из них в этом отношении, однако, непоследовательны, что проявляется прежде всего в одной и той же классификации принципиально разных призна-

ков для обособления одних и тех же номенклатурных подразделений.

В. М. Цейслер (1977, с. 11) в этой связи отмечает, например, что в легендах карт и в отдельных классификациях часто в один ряд (на одну и ту же классификационную ступень) ставятся формации, заведомо выделенные по разным признакам, таким как характер строения разреза (флишевая, аспидная, молассовая), литологический состав (карбонатная, терригенная и др.), структурная приуроченность (платформенная, геосинклинальная), генезис отложений (морская, континентальная, лагунная), связь с климатами (аридные, гумидные), с тектоническими этапами (доинверсионные, послейинверсионные, орогенные), связь с полезными ископаемыми и т. д.

Разнообразные целевые классификации формаций практически всегда основываются либо на использовании свойств конкретных формационных единиц определенного ранга (наборов горных пород, геоформаций или формационных комплексов), либо на использовании характеристик, относящихся к формациям в широком смысле, т. е. ко всей формационной группе элементов одновременно. И это вполне понятно, так как невозможно классифицировать что-либо по какому-нибудь интересующему нас признаку (например, по содержанию углей, соли, глауконита, несогласному залеганию и т. д.), не имея конкретных объектов, обладающих данными свойствами или отношениями.

Специализированные по разным целям исследований классификации, таким образом, отражают различные стороны (свойства) формационных объектов. Обособляемые в таких классификациях типы формаций сравнимы только в плане обнаружения разнообразных свойств у одних и тех же объектов. Иногда такие свойства определяются при разностороннем изучении всей группы формационных объектов в целом. Рассмотрим несколько наиболее известных специализированных классификаций такого типа.

### Классификации формаций по их структурной приуроченности

В геологической литературе имеется много примеров разнообразных классификаций геологических формаций по их структурной приуроченности (табл. 7). Как отмечает В. М. Цейслер (1977), почти каждый из видов и типов формаций, выделенных указанным способом их тектонического районирования, обычно вызывает дискуссии. И это вполне понятно, так как основу подобных классификаций составляют фактически систематики крупных тектонических структур, а не самих формаций. Систематика формационных единиц как самостоятельных структурных элементов земной коры при этом, естественно, остается неразработанной. Опыт изучения формаций в нашей стране показывает, что их классификация не по собственной структуре, а в зависимости от типов более крупных структур земной коры, т. е. по принадлежности к более крупным тектоническим единицам, себя не оправдывает. 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.

Однако весьма ограниченный набор определенных видов осадочных формаций, вероятно, может свидетельствовать о типе крупной геоструктурной единицы земной коры, т. е. четко коррелироваться с определенными типами тектонических комплексов и геоструктур, представленными на рис. 35 и в табл. 11—15. В литературе неоднократно указывалось, что в плитных тектонических комплексах (в чехле платформы) не встречаются, например, флишевые, офиолитовые и спилито-диабазовые формации. Принято считать, что для платформенных структур типичны: кварц-као-

## Примеры разнообразных целевых классификаций, или тектонических группировок формаций (по Цейслеру, 1977)

Исследователь	Тектонические группы, подгруппы (классы, подклассы, парагены, ряды и др.)
Н. С. Шатский, 1945 В. В. Белоусов, 1954 А. В. Пейве, 1948	Платформенные, геосинклинальные Платформенные, геосинклинальные Геосинклинальные, брахигеосинклинальные, краевых прогибов
В. Е. Хаип, 1973а	Устойчивых платформ, подвижных платформ, внешних (миогеосинклиналей) и краевых прогибов, внутренних (эвгеосинклиналей) и межгорных прогибов
Л. Б. Рухин, 1961 Н. П. Херасков, 1963 В. И. Попов, 1966	Платформенные, геосинклинальные, переходные Геосинклинальные, платформенные, орогенные Океанические: праокеанические, равнинно-океанические, срединно-океанические, периферийно-океанические; окраинно-материковые: праорогенные (панорогенные), квазиплатформенные (панплатформенные), геосинклинальные (ядерные и междуядерные); внутриконтинентальные: постгеосинклинальные, платформенные, постплатформенные
М. В. Муратов, В. М. Цейслер, 1968	Платформенные; геосинклинальных областей: чехлов срединных массивов, геосинклинальных прогибов, геосинклинальных поднятий; орогенные (молассовые)
Э. Н. Янов, Н. С. Малич, 1968	Геосинклинальные: эвгеосинклинальные, флишево-миогеосинклинальные, миогеосинклинальные; геосинклинальные: пригеосинклинальные, геосинклинальные; эвгеосинклинальные: пригеосинклинальные, межгорные, краевых прогибов, постконсолидационные: предгорные, межгорные; катаплатформенно-авлакогенные: катаплатформенные, авлакогенные; платформенные: приорогенные, перикратонные, кратонные; квазиплатформенные
П. Л. Безруков, И. О. Мурдмаа, 1971	Эпиконтинентальные (континентальных шельфов и склонов), приконтинентальные (подножий континентальных склонов и окраинных частей океанских котловин), геосинклинальные, талассогенные, срединно-океанических хребтов

линитовые формации (часто угленосные), ангидрито-известняковые, формации пещего мела, глауконитовые, глинисто-опокосые и ряд других. Большинство же осадочных формаций может принадлежать одновременно различным видам геоструктурных элементов Земли, как это видно на рис. 7, 10, 11, 13, 19—21.

Н. П. Херасков (1967), выделив три класса формаций (геосинклинальные, платформенные и орогенные), отразил в их характеристике, по существу, особенности строения трех основных структурных групп тектонических комплексов — геосинклинальных, плитных и орогенных. Каждая такая группа комплексов сложена различающимися по своей структуре рядами формаций, но нахождение конкретной формации в какой-либо из этих групп тектонических комплексов еще не определяет характеристику внутреннего строения и состава данной формации, т. е. не может служить надежным признаком для выделения видов самих формаций, как структурных элементов определенного ранга.

Классификация формационных элементов по их принадлежности к более крупным структурам (к тектоническим комплексам или к геоструктурам), как правило, имеет лишь косвенное отношение к видовой систематике формаций. Это обстоятельство отмечено во многих работах. Считается, что Н. С. Шатский (1965 и др.) разделяет идеи А. Д. Архангельского и Н. П. Хераскова о тесной связи формаций со структурой земной коры в целом, 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, т. III, с. 61). 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 подчеркивается, что, находясь в составе более крупных структур, геологические формации выступают как структурные элементы указанных тектонических единиц земной коры.

Оценивая возможности выделения видов формаций по их структурной приуроченности, а также по другим целевым классификационным признакам, Н. С. Шатский неоднократно обращал внимание и на то, что выделение формаций на основе надуманных односторонних классификаций (климатических, тектонических) и других теоретических предположений, хотя бы, видимо, и очень широких, вряд ли будет способствовать основному прогрессу в деле изучения формаций. Ему же, как известно, 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, т. III, с. 10—11). Эти цитаты ясно говорят о том, что Н. С. Шатский называл некоторые целевые классификации формаций «надуманными и односторонними классификациями», потому что они фактически создавались без предварительной систематизации конкретных формационных объектов по их собственной структуре, вещественному составу и рангам.

Накопленный к настоящему времени опыт формационного расчленения осадочных и магматических образований в складчатых областях и на платформах также совершенно определенно свидетельствует о том, что строить общую систематику формаций по их приуроченности к видам более крупных элементов Земли не рационально.

Несколько иначе обстоит дело с использованием в классификациях формаций таких понятий, как «тектонический этап» и «тектонический цикл». Считая практически возможной типизацию этапов по типичным геосинклинальным формациям (флишевой, спилито-кератофировой и др.) и различая типы геосинклиналей по последовательности этих этапов, А. Л. Яншин (1972, с. 10), в частности, замечает: «Реально существующие формационные ряды даже у одновозрастных геосинклиналей существенно различаются... Никакой стандартной схемы развития геосинклиналей в действительности не существует». Это не означает, конечно, отказа от выделения в конкретных регионах «этапов» и «стадий» развития. Установление таких «тектонических этапов» фактически вытекает из обособления формационных комплексов или геоформаций как целостных структурных единиц определенного ранга, что четко видно практически на всех формационных разрезах, используемых для обоснования соответствующих этапов развития той или иной области: Кавказа и Предкавказья (см. рис. 7, 8, 20, 24), Средней Азии (12, 19, 21), Европейской платформы (рис. 25, 27, 42), Урала (рис. 22), Охотско-Чукотской области (рис. 10) и др. Подобные «этапы», отвечающие структурным этапам, должны, очевидно, систематизироваться в первую очередь по типам внутреннего строения тех формационных комплексов, которые в форме этих этажей в каждом конкретном районе обособляются. Последовательность же в их залегании определяет структуру более крупных элементов земной коры — ее тектонических комплексов.

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 приходят к выводу, что классификации магматических формаций, 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, 1973, с. 8).

Другое высказывание по этому поводу Ю. А. Кузнецова (1973, с. 8), что «...ни один тип магматических формаций не является заведомо «запрещенным» для любого типа структур и любого этапа их развития», в целом можно, вероятно, считать справедливым по отношению ко всем геологическим формациям. Иными словами, разные виды любых формаций (осадочных, магматических и метаморфических) 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 всех формационных элементов земной коры на основе их собственной структуры и состава в настоящее время стала очевидной.

На необходимость выделения основных видов (типов) геологических формаций по признакам, свойственным самим этим объектам, неоднократно указывали К. В. Боголепов (1970), И. В. Лучицкий (1971), А. И. Анатольева (1972) и многие другие исследователи. Согласно К. В. Боголепову, например, «конкретная геологическая формация — это сложное геологическое тело, являющееся составной частью структурного яруса (этажа) осадочной оболочки Земли и выделяющееся по двум признакам — вещественному составу и структуре» (Боголепов, 1970, с. 43). И. В. Лучицкий (1971, т. II, с. 164), рассматривая вопрос о классификации геологических формаций, отмечает, что «любые объекты необходимо классифицировать по признакам, характеризующим сами объекты, а не в соответствии с классификационными построениями, касающимися иных природных объектов. Странно выглядело бы разделение, скажем, изверженных или осадочных пород не по особенностям минералогического состава и структуры, а по принадлежности к геосинклинальным, орогенным и платформенным структурам или к различным климатическим обстановкам».

Мы привели здесь, может быть, слишком длинный ряд высказываний известных ученых о подходах к классификациям геологических формаций. Но это сделано для того, чтобы со всей определенностью подчеркнуть, что имеющиеся в опубликованной литературе разнообразные классификации формаций по их структурному положению в большинстве своем не отвечают современным требованиям. Это в первую очередь относится к вещественным типам формаций, так как фациальная изменчивость формационных единиц менее всего зависит от их структурного положения (рис. 7, 8). Такие классификации малопригодны для практического использования: они не дают необходимой информации о составе и строении осадочных и магматических образований.

Любые целевые классификации формаций, подобные тем, что мы только что рассмотрели, в идеале должны иметь под собою ясную структурную основу в виде общей видовой систематики тех объектов, свойства которых изучаются. Потребность в единой систематике, как основе специализированного изучения формационных объектов отчетливо видна и при рассмотрении других целевых классификаций геологических формаций. Последние, как и в случаях классификации по структурной приуроченности (примеры их даны в табл. 7), тоже создаются не по системным признакам, а по признакам, представляющим интерес для решения конкретных узкоспециализированных научных задач. Эти признаки, конечно,

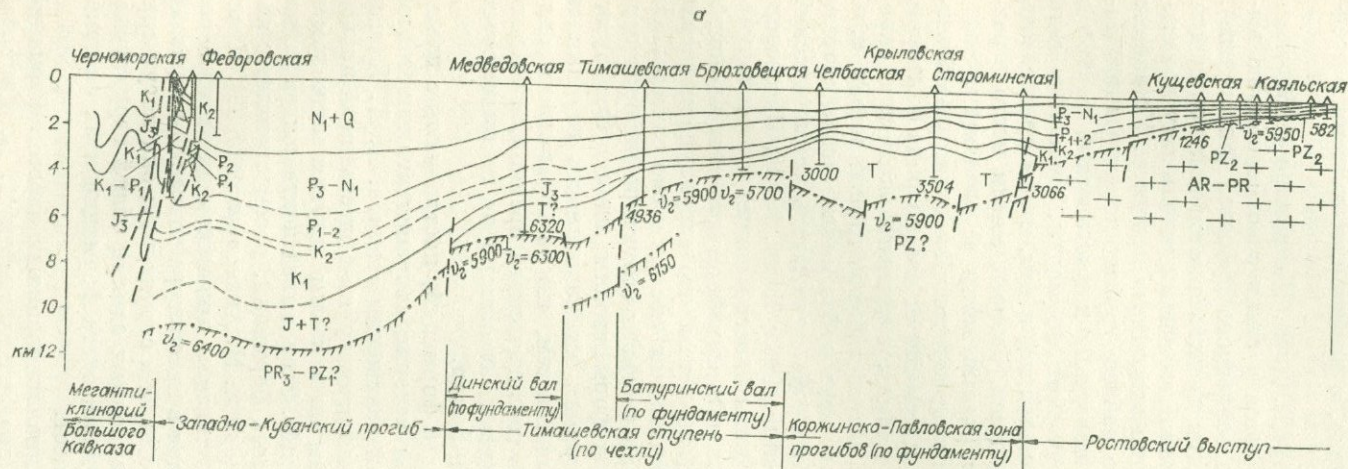
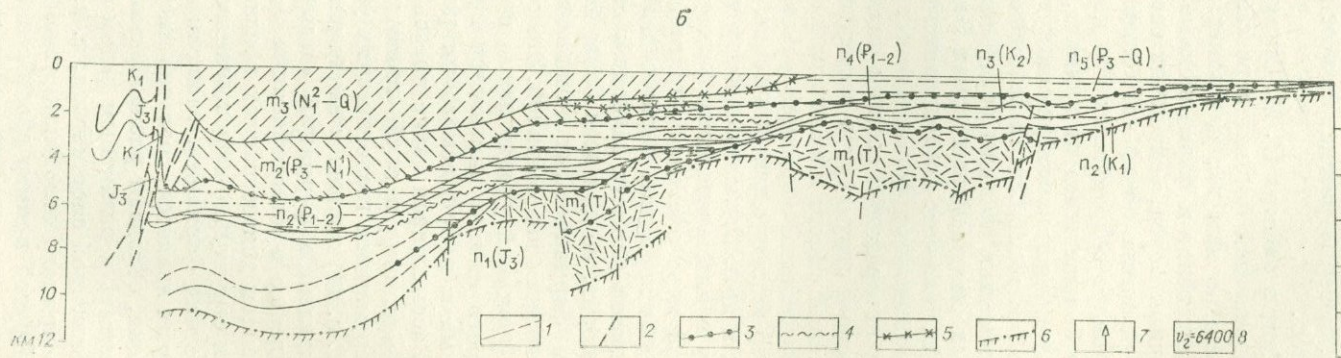


Рис. 7. Тектонические формы (а) и формационные единицы (б) Западного Предкавказья по Краснодарскому опорному разрезу. Сост.

А. И. Дьяконов,  
С. И. Горлов, Ф. К. Байдов,  
В. И. Корнеев,  
В. Л. Крипиневич,  
О. А. Вотях.



1 — стратиграфические границы; 2 — разломы; 3 — границы формационных комплексов; 4, 5 — границы геоформаций; 6 — поверхности фундаментные (4) и структурные (5); 7 — скважины (глубина в м); 8 — скорость сейсмических волн (м/с).

отражают разнообразные и порою очень важные свойства формационных объектов, но они не существенны для характеристики внутреннего строения самих формаций.

### Классификации формаций по некоторым характеристикам их состава

Для выделения классов осадочных и магматических формаций, как известно, широко используются минералогические и литологические критерии, которые рассматриваются, однако, с разных теоретических предпосылок.

Так, в работах Н. М. Страхова (1962), Д. В. Наливкина (1956) и их последователей формации рассматриваются в связи с возможностью выявления по ним тех или иных типов осадочного процесса (литогенеза). Соответственно и формационные объекты представляются как комплексы осадочных пород, обязанных своим возникновением длительному локальному развитию какой-либо модификации осадочного процесса. Установив на примере современных осадков, что наборы горных пород (фации) зависят больше всего от климата, они положили климатический фактор в основу общей классификации геологических формаций. Основная цель данной классификации заключается, вероятно, в том, чтобы представить с ее помощью те типы осадочного процесса, которые имели место в различных ландшафтных зонах Земли в разные этапы ее эволюции.

Специальные исследования в этом направлении показали, что образование осадочных формационных единиц зависит от целого ряда факторов, среди которых важнейшим является климат, в значительной мере определяющий структуру и вещественный состав наборов горных пород, т. е. формаций самого низшего ранга. После этих работ многие исследователи при выделении формаций разного ранга стали учитывать климатический фактор наряду с тектоническим (Шатский, 1965; Хаин, 1973а; Вассоевич, 1966; и др.). Однако подобная двухмерная классификация (по тектоническому и климатическому факторам) не для всех формационных единиц в равной мере оказалась пригодной. Дело в том, что структура и состав крупных породных парагенезов с климатом не так уж тесно связаны. От изменения климата зависит в основном состав и структура наборов горных пород, но для всех более крупных формационных единиц (геоформаций и формационных комплексов) прямая их зависимость от климата оказывается невозможной. Это объясняется тем, что на образование мощных формаций уходят целые периоды геологического времени, в течение которого климат изменяется практически независимо от тектонического режима и порождаемого им рельефа Земли.

Рассматривая такие классификации формаций, построенные с целью экстраполяции в глубь геологической истории современного литогенеза и современных геологических условий отложения осадков, А. Л. Яншин (1972, с. 11) пришел к заключению, что структурно-вещественный подход к выделению формаций «несовместим ни с каким другим подходом к выделению и классификации формаций». Этот вывод подтвержден также изучением домезозойских красноцветных формаций, рассмотренных с позиции структурно-вещественного подхода А. И. Анатольевой (1972). Красноцветные формации, главным определяющим признаком для выделения которых является, согласно имеющимся в литературе описаниям, красная окраска, обладают разнообразным составом и структурой; они могут принадлежать к различным видам формационных единиц общей структурно-вещественной систематики, т. е. критерий цвета формаций к их систематике прямого отношения тоже не имеет.

Другой пример обособления специализированных классов формаций по некоторым свойствам их состава связан с введением И. В. Хворовой

(1963) представления о «петрофонде» как о совокупности потенциальных источников вещества. В качестве формаций в данном случае объединяются те или иные формационные единицы (чаще всего — наборы горных пород, или фации), характеризующиеся общностью «петрофонда».

Иногда в качестве классификационного подразделения в конкретных разрезах по некоторым особенностям состава формаций выделяются не элементарные наборы пород (фации), а более крупные формационные единицы, вплоть до формационных комплексов. Их тоже можно классифицировать по какому-либо важному для данного конкретного исследования признаку. К числу таких крупных целевых классификационных единиц можно отнести, по-видимому, фоновые парагенезы, или ассоциации формаций В. М. Цейслера (1977). В качестве таковых, правда, могут обособляться формационные единицы любого ранга по наличию у них общих «фоновых» литологических признаков: прослоев угля, фосфоритов, бурых железняков, повышенной кремнистости или карбонатности, общей краснотенности, обилию глауконита, присутствию солей, гипсов. Фоновым признаком для объединения в единую ассоциацию всех терригенных формаций нижне-среднеюрского формационного комплекса бассейна Тетис, например, служат прослой углей, углистых сланцев и железистых руд.

С позиции, занимаемой многими учеными, процедура выделения рудных и рудоносных формаций по сути своей тоже является целевой классификацией формационных объектов определенного ранга. В этом отношении понятие о рудных формациях аналогично понятию руды в петрографии, рудных и драгоценных камней — в минералогии или понятию цветных металлов — в химии. Понятия подобного рода не являются компонентом общей систематики соответствующих природных объектов, т. е. они не эквивалентны видам химических элементов, минералов и горных пород, а также формаций.

Согласно Д. В. Рундквисту (1971), А. А. Смыслову (1974), В. И. Драгунову и др. (1974), виды формационных единиц в общей систематике определяются не по полезным ископаемым, которые в них содержатся. Понятия о рудных формациях должны определяться по аналогии с определением месторождения, т. е. через понятия о рудах, рудных минералах, их концентрации и экономической рентабельности освоения того полезного компонента, который содержится в формационных подразделениях земной коры соответствующего ранга. *Рудные и рудоносные формации отличаются от всех прочих только повышенными кларками концентрации 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 геоформациях или в формационных комплексах.

Таким образом, в науках о полезных ископаемых (будь то уголь, руда или нефть) специализированно изучаются практически те же формационные единицы, которыми интересуются также тектонисты, формациологи, минералоги, петрографы и представители многих других геологических специальностей, рассматривающие эти объекты с разных точек зрения.

Классифицировать формации, как уже говорилось, в принципе можно по любому интересному в том или ином отношении признаку. Важно, однако, чтобы все специализированные классификации формаций (геохимических, метаморфических, рудных, нефтегазоносных, соленосных и других) были бы так или иначе соотнесены с общей их систематикой. Соотнесение разнообразных целевых классификаций с универсальными системными формационными единицами разного ранга обеспечивает надежную структурную основу проводимым исследованиям и позволяет сравнивать полученные в разных областях знания результаты.

## ОБСУЖДЕНИЕ ПРИНЦИПОВ ВЫДЕЛЕНИЯ СИСТЕМНЫХ ФОРМАЦИОННЫХ ЕДИНИЦ РАЗНОГО РАНГА

Многие ученые согласны в том, что важнейшими признаками для выделения осадочных и магматических формаций, помимо их состава, определяемого наборами горных пород, является способ сочетания видов горных пород, тип переслаивания их наборов, т. е. внутреннее строение самой формации. Но какого порядка сочетания пород должны считаться структурными элементами формационного тела? Этот вопрос был и остается, пожалуй, самым трудным в учении о формациях, так как он касается наиболее спорных положений этого учения и связан с необходимостью найти ясные критерии для выделения формационных единиц разного ранга. Одни ученые разделяют мнение, что критерии выделения формаций заложены в их генезисе. Другие убеждены в том, что «...выделяются формации не по генезису, а по парагенезису, т. е. выделение их не зависит от часто спорных генетических представлений» (Херасков, 1952, с. 37). По представлениям Б. М. Келлера (1955), например, выделять формации надо исходя из состава пород, а не из положения формаций в структуре более крупных элементов. При этом он считает особенно важным два признака: 1) горные породы как таковые и 2) характер их сочетания, т. е. характер их слоистости, который выявляется по чередованию различных видов горных пород в стратиграфическом разрезе. Взгляды Н. С. Шатского (1965) в отношении границ формаций четко видны из его высказывания о том, что формации могут отделяться от смежных с ними формаций «скачкообразной», резкой границей либо одна формация переходит в другую постепенно, без стратиграфического и структурного перерыва.

Стратиграфические разрезы осадочных толщ, как известно, являются сложными многопорядковыми (полициклическими) образованиями — ассоциациями слоев и ритмов разного порядка, разделенных перерывами разного масштаба. Главные затруднения при выделении формаций в осадочных толщах, согласно Н. П. Хераскову (1967), а также многим другим формациологам, создают «направленные последовательности» с простыми и, особенно, со сложными членами. Если направленная последовательность (например, постепенное изменение состава толщ снизу вверх) не приводит к большим различиям, то их принято включать в одну формацию. Так же решается вопрос и о «направленных последовательностях» более мелкого порядка, т. е. таких наборах горных пород, которые сами многократно повторяются в стратиграфическом разрезе формации.

В этих «направленных последовательностях» разного порядка зашифрованы, как считает И. А. Вылцан (1974), те самые естественные полиритмические (многопорядковые) серии, с которыми приходится иметь дело при изучении осадочных формаций. «Отсутствие ясности в соотношении ритмических единиц различного порядка, — пишет И. А. Вылцан (1974, с. 123), — является тем камнем преткновения, о который разбиаются все попытки конкретизации критерия выделения формаций».

М. А. Усов (1945) и В. И. Попов (1955, с. 66) в определениях формации также подчеркивают непрерывности развития вещества внутри формационных единиц и качественные скачки (например, перерывы в осадконакоплении) по границам между формациями. Это и является, по заключению ряда ученых, главным критерием при выделении формаций.

«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». В целом ряде других работ, наоборот, подчеркивается особая важность структурного критерия для выделения видов формаций. Так, единственно возможным универсальным классификационным критерием для всех вещественных кате-

горий геологических формаций (например, осадочных и магматических), согласно В. Е. Хаину (1973б), может служить только структурный признак: тектонические условия образования формаций, нашедшие отражение в их структуре. Общее число видов формаций, по заключению В. Е. Хаина, должно примерно соответствовать числу клеточек, отвечающих основным структурным элементам земной коры; преимущество такой всеобщей классификации на единой структурной основе в том, что она определенным образом дисциплинирует само выделение формаций.

Рассмотренные выше представления геологов о критериях выделения формаций определенно свидетельствуют о том, что геологические формации любого ранга обособляются и систематизируются по общим критериям вещественного состава и строению (внутренней структуре), причем эти критерии всегда определяются с учетом последовательности в залегании элементов, образующих структуру формационного тела, так что выделение формационных единиц всегда осуществляется на базе стратиграфической шкалы.

Задача 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 единой или всеобщей, структурной основой для всех других классификаций. Специализированные по разнообразным целям классификации, т. е. так называемые целевые классификации (см. гл. I), такой объединяющей функции выполнять не могут. Любые варианты выделения и классифицирования формаций определяются, конечно, теми целями, которые ставят перед собою исследователи. Оценивая ту или иную систему формационного расчленения, это всегда следует иметь в виду. Но можно ли в таком случае найти какой-либо единый (общий для всех) способ выделения и системного представления формационных объектов? По этому вопросу мнения геологов расходятся. Одни считают, что можно и нужно иметь такую единую систему объектов, другие полагают, что это невозможно. О необходимости создания в геотектонике всеобщей, или единой, систематики главных ее объектов (в том числе и формационных) уже говорилось в методологической главе этой книги.

Возвращаясь к обсуждению возможности построения такой единой систематики для формационной группы элементов Земли, отметим здесь еще раз, что не все геологи разделяют подобный подход к решению данной проблемы. В частности, М. С. Дюфур (1976) считает, что вопрос заключается не в том, чтобы найти раз и навсегда какой-то один способ выделения и системного представления объектов, а в том, чтобы, выделяя те или иные системы, хорошо понимать сущность этой процедуры и для достижения данной цели использовать адекватные ей критерии.

С первой частью этого утверждения вряд ли можно согласиться, поскольку она находится в некотором противоречии с историей естествознания, во многих разделах которого уже давно «раз и навсегда» найден такой способ системного представления объектов. Это, например, хорошо известная всем система химических элементов в химии и рассмотренная во II главе книги (см. табл. 2) общая систематика видов минералов. Вторая часть утверждения М. С. Дюфура является, очевидно, полностью справедливой.

Цели и задачи построения любых систем, в том числе и всеобщей систематики формаций, действительно должны быть, как это ранее отмечали Ю. А. Воронин и Э. А. Еганов (1972), ясно осознаны. Среди этих разнообразных целей не последнюю роль играет, особенно для интеграции знаний в области наук о Земле, сформулированная еще в начале этой книги (см. гл. I) цель построения общей систематики всех видов ее структурных элементов, включая формации. При выборе критериев такой систематики для формационных объектов предпочтение целесообразно, конечно,

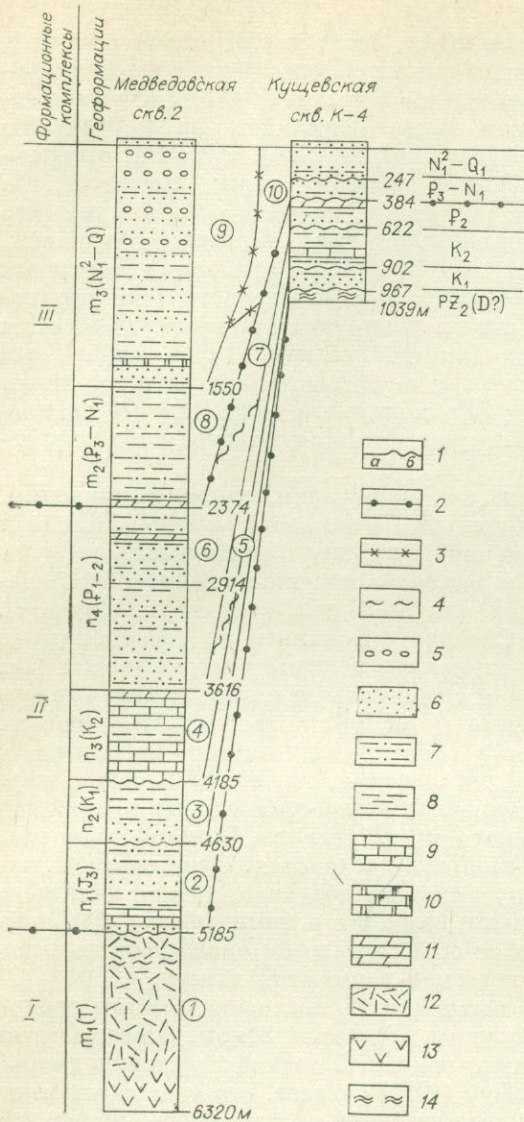


Рис. 8. Фациальный состав и стратиграфическая структура формационных комплексов (I—III) и геоформаций (1—10—цифры в кружках) Западного Предкавказья. Расположение скважин см. на рис. 7.

1—4 — границы: 1 — стратиграфические (а — согласного, б — несогласного залегания слоев), 2 — формационных комплексов, 3 — структурные геоформаций (границы различных типов стратиграфических разрезов), 4 — фациальной зональности; 5 — конгломераты; 6 — гравелиты, песчаники, алевролиты; 7 — глинистые песчаники и алевролиты, алевроитистые глины и аргиллиты; 8 — глины; 9 — известняки; 10 — доломиты; 11 — мергели; 12 — вулканогенные породы; 13 — эффузивные образования; 14 — метаморфизованные песчано-глинистые отложения.

отдать тем понятиям, которые характеризуют структуру и вещественный состав формаций, т. е. использовать для достижения поставленной цели адекватные ей критерии, как это предлагает М. С. Дюфур (1976).

Рациональность использования в общей систематике формаций структурно-вещественных критериев обуславливается, помимо всего прочего, главными практическими задачами региональной геологии — поисками полезных ископаемых в земной коре, а также расчленением ее по структурно-вещественным характеристикам в целях инженерного использования земного пространства. Эта прямая связь с решениями народнохозяйственных задач, вероятно, и определила то обстоятельство, что районирование

именно по вещественному составу оказывается наиболее жизненным (Косыгин, 1969).

Определение понятия о геологической формации обычно дается через понятие о парагенезисе горных пород (см. гл. I).

На основе характера расположения и взаимоотношения видов минералов в горной породе (их парагенезиса), как известно, определяется ее структура, играющая важнейшую роль при определении вида горной породы и ее генезиса. Точно так же структура формаций, особенно низшего ранга, устанавливается по пространственному соотношению горных пород, составляющих формацию (см. рис. 5, 6). Как считают В. И. Драгунов, А. И. Айнемер и В. И. Васильев (1974), структура элементарных формаций (парагенераций по терминологии этих авторов) оптимальным образом может быть охарактеризована на основе статистической теории однородности. Обращение к статистическим методам для показа состава и структуры формаций связывается с тремя обстоятельствами. Во-первых, последовательность слоев горных пород разного вида нередко оказывается более или менее случайной, не выводимой строго и непосредственно из

внутренних закономерностей седиментационного процесса. Во-вторых, статистические оценки позволяют более или менее однозначно определять границы однородных совокупностей — дискретностей — в непрерывном разрезе осадочных отложений. В-третьих, вероятностные, статистические закономерности наиболее точно отражают структуру таких объектов, их целостность (рис. 8). Формационные структуры, по-видимому, обладают лишь относительной устойчивостью и упорядоченностью элементов, их вероятностным распределением в стратиграфическом разрезе. Статистические методы для описания таких структур, очевидно, весьма удобны. «Выражая наличие относительной устойчивости, упорядоченности в определенных классах массовых явлений, — пишут И. А. Акчури, М. Ф. Веденеев и Ю. В. Сачков (1968, с. 28), — вероятные распределения тем самым являются их структурными характеристиками».

Элементы формаций (члены парагенеза — по терминологии Н. С. Шатского, 1965) полностью тождественны понятию «элементы структуры», широко используемому в других науках. В парагенезисах, во-первых, различают главные (обязательные) и второстепенные (необязательные, аксессуарные, элементы включения), во-вторых, выделяют собственные и транзитные элементы структуры (по Н. С. Шатскому — это «патрические», т. е. свои, и «аллофильные», т. е. соседские, чужеродные члены парагенезиса). Парагенетический подход к изучению формаций — это фактически структурный подход к «анатомии» формационных объектов, но без специального рассмотрения их как целостных образований.

То обстоятельство, что структурные и вещественные (парагенетические) признаки при выделении видов формаций разного ранга являются ведущими, делает формационный анализ основным методом решения ряда важнейших вопросов геотектоники. К их числу относятся и задачи по реконструкции тектонических режимов геологического прошлого, поскольку формационные структуры, в отличие от структур минералов и горных пород, описываются на стратиграфической основе. В этой связи и сами формации представляются обычно как исторические категории, отражающие динамику развития участков земной коры.

Внутреннее строение формаций для многих эмпирически намеченных типов формационных единиц разного ранга до сих пор еще остается слабо изученным, что отмечали В. И. Громин (1974), В. М. Цейслер (1977) и др. Детально и интенсивно исследуются пока в основном состав и структура породных наборов, в частности осадочных и магматических ритмов (см. рис. 5, 15, 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, т. е. ясно представить более крупные формационные единицы в виде единой их систематики. Поэтому крупные формационные единицы выделяются и типизируются пока на эмпирическом уровне (рис. 7, 8, см. также рис. 10—12).

В учении о формациях нашли широкое применение введенные Н. П. Херасковым (1952, 1967) понятия об абстрактных и конкретных формациях. Эти понятия эквивалентны понятиям «вид» и «индивид», принятым в минералогии и петрографии (см. гл. II). По Н. П. Хераскову, *под конкретной формацией, т. е. индивидом формации, понимается конкретное геологическое тело определенного местонахождения и определенного геологического возраста: меловой флиш Новороссийского синклинория и др.* Такие конкретные индивиды формаций можно сколько угодно детально описывать. Но также возможно установление и описание (по немногим критериям) флишевого парагенеза вообще, т. е. какого-то абстрактного типа, или вида, формации. Согласно теоретическим взглядам Н. С. Шатского (1964, 1965) и его последователей, такие виды формаций устанавливаются эмпирически по постоянной повторяемости одних и тех же близких ассоциаций горных пород в различные геологические

периоды, но всегда в близких и однообразных тектонических условиях.

*Понятие о видах формационных объектов, как и понятие о видах минеральных объектов* (см. гл. II), связано с представлением о наименьшей классификационной единице, отличающейся от других по своей структурно-вещественной характеристике. Тем не менее выделение видов формаций осуществляется несколько иначе, чем выделение видов минералов. Обособление видов формационных объектов всегда связано с представлением о стратиграфической последовательности, вне которой формации не удаётся обособить практически ни в одном конкретном районе. Формационные элементы любого ранга, как показывает практика региональных геологических работ, 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» (сечет), которые в принципе тоже сводятся к отношениям «моложе — древнее». Эти главные свойства отношений между элементами формационных структур так или иначе учитываются практически во всех известных способах их выделения и показа на картах и профилях (см. рис. 7, 8, 10—22).

*Использование стратиграфической шкалы для описания и показа формационных структурных элементов земной коры не означает, что здесь мы выходим за рамки статической геологии, структурной геотектоники.* Ведь хорошо известно, что все так называемые временные, или историко-генетические, построения отражают фактически наблюдаемые взаимоотношения между геологическими телами. Отношения стратиграфической последовательности в данном случае являются важнейшими. С помощью этих отношений описываются не столько возраст и история, сколько те структурные связи между элементами, которые в формационной группе тектонических единиц земной коры (в наборах горных пород, геоформациях и формационных комплексах) особенно четко проявлены.

Опыт описания геологического строения многих регионов убеждает в том, что информация об этих формационных структурах много легче усваивается и весьма плодотворно осмысливается, когда используются привычные представления о течении времени, о единой стратиграфической шкале. В. Е. Хаин (1959, с. 13) в свое время писал по этому поводу, что «любая единица местной стратиграфической шкалы — пачка, свита, серия — это вместе с тем конкретный литологический и, следовательно, фациальный комплекс со своими характерными наборами пород. Иначе говоря, это одновременно формационная единица того или иного ранга (формация, подформация)». Официальные литостратиграфические подразделения Международной шкалы, вероятно, не случайно весьма четко коррелируются с формационными единицами и структурными этажами разного ранга (табл. 8). Напомним здесь, что на первых этапах расчленения осадочных толщ указанные номенклатурные единицы даже не различались; они рассматривались как стратиграфические единицы (см. табл. 5).

Анализ современных региональных стратиграфических схем расчленения осадочных толщ, в частности тех, которые приведены в работах Г. П. Леонова (1973, 1974б), О. А. Мазаровича (1976) и др., также показывает, что и сейчас при выделении литостратиграфических подразделений и формаций геологи практически используют такие понятия, как «наборы горных пород», «геоформации» и «формационные комплексы», нередко обозначая их, правда, разными терминами, часть которых приведена в табл. 6. Первые из названных формационных единиц, например, часто обозначаются как фашии тех или иных стратиграфических подразделений; вторые чаще всего обособляются как формации с определенной возрастной индексировкой; третьи обычно выделяются как крупные региональ-

Соотношение системных элементов земной коры со структурными этажами и литостратиграфическими подразделениями

Ранговая шкала 1973—1978 гг.*	Структурные этажи (Богданов, 1963)	Официальные литостратиграфические подразделения (Международный стратиграфический справочник, 1978)	Регионные примеры
<i>Наборы горных пород</i>	Части подэтажей	Пачки	Песчано-глинистая подформация нижнего мела Западного Предкавказья (см. рис. 7, 8)
<i>Геоформации</i>	Подэтажи	Формации	Терригенно-карбонатная платформенная формация верхнего мела Предкавказья (см. рис. 7, 8)
<i>Формационные комплексы</i>	Структурные этажи	Группы	Нижне-среднеюрский, мел-эоценовый и другие этажи Бол. Кавказа и Предкавказья (см. рис. 7, 8)
<i>Тектонические комплексы</i>	Складчатые (структурные комплексы)	Комплексы	Донбасс, Днепропетровско-Донецкая впадина, герцинский плитный комплекс Европейской платформы (см. рис. 24, 27)
<i>Слои земной коры</i>	Мегакомплексы		Чехол Европейской платформы (см. рис. 28, 30, 42)

\* Полную ранговую шкалу структурных элементов Земли см. на рис. 62 и в табл. 24.

ные осадочные циклы, или ритмы, по которым выделяются соответствующие этапы развития региона (см. рис. 7—9, 11—22).

Таким образом, формационные элементы разного ранга являются одновременно и единицами региональных стратиграфических шкал. Однако при выделении стратиграфических единиц геологи стремятся индивидуализировать отложения некоторой части разреза по любым признакам, хорошо распознаваемым и прослеживаемым на местности, а не только по литостратиграфическим. Поэтому региональные стратиграфические единицы (горизонты, пачки, подбиты, свиты или формации, а также их группы, серии и т. д.) исключительно разнообразны. Они не всегда совпадают с конкретными формационными телами разного возраста и ранга. Это хорошо видно на формационных разрезах Кавказа и Предкавказья (см. рис. 7, 8), Казахстана (рис. 12), Средней Азии (рис. 21), Урала (рис. 22), Охотско-Чукотского пояса (рис. 10) и других областей. В таких построениях представления о стратиграфических (геохронологических) границах используются как особого рода координаты. Последние позволяют более или менее строго упорядочить знания о конкретных формационных структурах.

Опыт регионального геостратиграфического расчленения осадочных и магматических толщ уже привел, как об этом говорилось в начале главы, к весьма предварительному и нестрогому выделению формационных единиц трех рангов: 1) *наборов горных пород*, 2) *геоформаций* и 3) *формационных комплексов* (см. табл. 5, 6). Проведем теперь сравнительный анализ этих эмпирическим путем намеченных подразделений, рассмотрим основные критерии разграничения формационных единиц разного ранга как по изменениям внутреннего строения осадочных и магматических формаций, так и по их внешней форме.

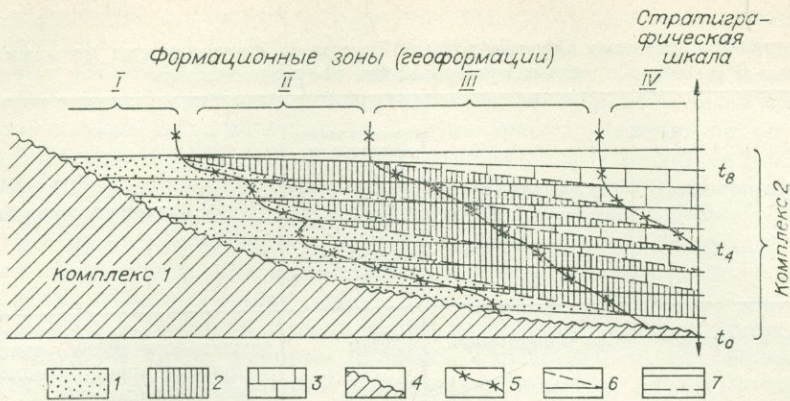


Рис. 9. Принципиальная схема соотношения слоистых элементов разного ранга в разрезе осадочной толщи трансгрессивного строения. Используются модели слоеобразования Н. А. Головкинского (1869), А. Грэбо (1913), Н. Б. Вассоевича (1949), В. В. Белоусова (1962), И. А. Вылцана (1974).

1 — песчаники; 2 — глины; 3 — известняки; 4 — подстилающий формационный комплекс (нерасчлененный); 5—7 — границы: 5 — геоформаций, 6 — наборов горных пород (терригенных, глинистых и карбонатных), 7 — слоев горных пород.  $t_0$ — $t_8$  — стратиграфические уровни.

### Критерии обособления наборов горных пород

Более или менее полное представление о наборах горных пород можно получить при обращении к детальным, т. е. литологическим или петрографическим, разрезам геологических формаций. Помимо слоев горных пород в них четко обособляются еще *наборы горных пород* — фрагменты стратиграфического разреза, сложенные слоями горных пород разного вида, последовательно сменяющими друг друга по стратиграфическому разрезу (см. рис. 5, 6, 15, 16). Осадочные породы, например, могут быть представлены такой последовательностью слоев горных пород: песчаник — глины — мергель — известняк или глины — известняк, как это показано на рис. 5. Такие наборы осадочных горных пород обычно связываются с представлениями о ритмичности (цикличности) процессов осадконакопления, а наборы магматических горных пород — с представлениями о фазах внедрения (см. рис. 15, 16).

В региональной геологии подобные наборы горных пород стали обособляться и использоваться прежде всего в качестве обобщенной фацальной характеристики состава крупных породных ассоциаций для показа на обобщенных разрезах фацальной 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, представленной иногда десятками различных видов горных пород.

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» и слова, от него производные (см. табл. 6). Термин «фация» до сих пор нередко употребляется для обозначения фрагментов разреза, сложенных терригенными, карбонатными, глинисто-карбонатными и другими наборами горных пород, которые соответственно называются терригенными, карбонатными и т. д. фациями. История по-

явления понятия «фа́ция» в геологической литературе подробно рассмотрена в ряде опубликованных работ, о которых говорилось в самом начале этой главы. Процедура выделения фаций как наборов горных пород определенного состава (литофаций, фа́циальных наборов и т. п.) освещена в работах Б. П. Марковского (1966), В. И. Попова и др. (1963), И. В. Хворовой (1961, 1963), Е. В. Шанцера (1966), М. С. Дюфура (1976). В настоящее время более или менее ясно определились три основных направления в определении этого термина — синонима наборов горных пород (см. табл. 6). Он используется для обозначения трех взаимосвязанных, но не совсем тождественных понятий: 1) фация (наборы горных пород определенного состава, литофация, породная группа), 2) фа́циальные условия и 3) фа́циальные признаки. Во избежание недоразумений, связанных с многозначностью данного термина, в последние годы предложено термином «фа́ция» обозначать геологические тела определенного ранга, каковыми являются наборы горных пород в нашем понимании. Для обозначения совокупности тех признаков, по которым эти тела выделяются, используются термин «фа́циальные признаки». Для обозначения современных и ретроспективных условий рекомендовано применять термин «фа́циальные условия» (Шанцер, 1966; Дюфур, 1976; и др.).

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 вверху 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. Основные трудности выделения надпородных парагенезов связаны с переходом от понятия вида горной породы, как минерального парагенеза, к понятию вида горной породы, как петрографически обособленного геологического тела, выступающего в качестве основного структурного элемента в слоистых толщах: слой известняка, аркозового песчаника и т. п. Теоретической предпосылкой к структурному расчленению осадочных толщ, к обособлению в них слоев горных пород разного вида, как показывает история стратиграфии и литологии, послужили представления о ритмичности осадконакопления и о миграции береговой линии в ходе отложения осадочных слоев.

В специальной литературе до сих пор продолжаются дискуссии по поводу того, как соотносится внутренняя структура осадочных толщ с упомянутыми процессами. В частности, остро обсуждается вопрос о том, сколько порядков осадочных ритмов, а значит и формационных единиц разного ранга, можно выделить в разрезах осадочных толщ, что является критерием их обособления и т. п. Н. Б. Вассоевич (1974), например, вообще ставит под сомнение возможность выделения ритмов многих порядков. Согласно его взглядам, «ритмы 3-го, 4-го, а тем более 5-го и следующих рангов выделяются с трудом и весьма условно» (Вассоевич, 1974, с. 3). Он пришел к заключению, что *ритмы 2-го и всех следующих порядков принципиально отличны от ритмов 1-го порядка, т. е. наборов горных пород, составляющих элементарные «ячейки» флишевых и других геотформаций. Наборы горных пород, выраженные в ритмах 1-го порядка, представляют собой наименьшую единицу повторения в разрезе последовательного ряда слоев. Эти ритмы 1-го порядка, или элементарные ритмы, характеризуются закономерной сменой пород, однозначно меняющих свои свойства*

Схема соотношения главных типов слоистости с осадочными тектоническими единицами разного типа

Тектоническая единица	Тип и род слоистой структуры	Главный элемент слоистости	Тип слоистости по И. А. Вылцану (1974)
Породы	Текстурная слоистость	Послойная ориентировка минералов	Слоистость первого рода (текстура породы)
Наборы горных пород	Породная	Слои горных пород разного вида—песчаника, известняка и др.	Слоистость второго рода (текстура формаций)
Геоформации	Фашиально-стратиграфическая слоистость	Фашиальная, или миграционная	Слоистость третьего рода (текстура формационных рядов)
Формационные комплексы		Зональная стратиграфическая	
Тектонические комплексы	Зонально-этажная слоистость земной коры	Структурные этажи (формационные комплексы)	

по разрезу и, как правило, не повторяющихся в пределах одного набора. Структура таких наборов горных пород чаще всего не имеет элементов возврата, т. е. является нециклической, что особенно четко видно в разрезах флишевых формаций, фрагмент которых представлен на рис. 5.

Совсем иные критерии используются при выделении ритмов более высоких порядков. На первый план здесь выдвигаются не основные структурно-вещественные характеристики разрезов, а периодические колебания в мощности и колебания в направленном изменении некоторых несущественных, т. е. индивидуальных, особенностей ритмов. Иными словами, осадочные ритмы не всех рангов являются системными структурными элементами (формационными единицами) разрезов. Формации оказываются «полиритмичными» только в том случае, когда такие «ритмы» разных порядков выделяются по разным критериям — не только по системным признакам, определяемым последовательностью чередования горных пород в разрезе, но и по разнообразным индивидуальным чертам видов горных пород и образуемых ими слоистых структур.

В работе И. А. Вылцана (1974, с. 12), специально посвященной детальному рассмотрению «полиритмичности» осадочных толщ, основное внимание обращено именно на такие индивидуальные черты горных пород и формаций, «отражающие их структурно-текстурную индивидуальность». Естественно, что обнаруженная в результате такого подхода «полиритмичность» осадочных толщ по типам их слоистости оказалась лишь частично совместимой с формационными единицами разного ранга. По заключению И. А. Вылцана (1974, с. 175), формации либо совпадают в своих границах с такими ритмическими единицами сразу нескольких порядков, либо являются их частями. Системные формационные единицы разного ранга более или менее четко коррелируются с выделенными в этой работе «главными типами слоистости» осадочных толщ (табл. 9). На примере осадочных формаций Горного Алтая четко показано, что разноранговые формационные подразделения характеризуются различной внутренней слоистой структурой (текстурой формаций и формационных рядов — по терминологии И. А. Вылцана, 1974).

Уже давно обращено внимание на два основных типа (рода) осадочных слоистых структур (текстур), слоистости в широком смысле слова.

Первый тип слоистости (слоичатости, по Н. Б. Вассоевичу, 1949) характеризует, как это показано Л. Н. Ботвинкиной (1962), текстуру отдельной горной породы. Он отличается исключительно большим морфологическим разнообразием, отражающим индивидуальные черты различных видов слоев горных пород.

Второй тип слоистости (макротекстурной нормальной слоистости, по М. С. Швецову, 1958) представляет собой качественно иное явление, «поскольку отражает не просто текстуру отдельной горной породы, а текстуру осадочных толщ (формаций) в целом» (Вылцан, 1974, с. 41). В структурном отношении этот тип слоистости представлен переслаиванием характерных типов пород, таких как песчаник, алевролит, глина, известняк. Именно данный тип слоистости, который И. А. Вылцаном (1974) и другими относится к слоистости второго рода, и определяет структуру элементарных породных ритмов, т. е. наборов горных пород (см. табл. 9).

Современные представления о форме слоистых элементов разного порядка и о типах существующих между ними структурных связей получены в результате длительного изучения слоистых образований геологами разных стран. По вопросу об осадочном слоеобразовании в литературе еще со времени выхода в свет работы Н. А. Головкинского (1869) существуют два разных представления, которые до сих пор остаются между собой несогласованными. Н. А. Головкинский (1869) на простых моделях типа той, что представлена на рис. 9, показал возможность образования элементов в осадочной толще при миграции береговой линии моря и пришел к парадоксальному выводу, который, как он полагал, противоречил известным фактам о практической одновозрастности каждого слоя осадочной горной породы.

Сравнительно недавно этот вопрос был снова поднят и критически рассмотрен И. А. Вылцаном (1974). Он пришел к заключению, что уже сам Н. А. Головкинский (1869) высказывал ряд сомнений и замечаний, которыми данная им схема слоеобразования перечеркивается «как не имеющая под собой реальной основы» (Вылцан, 1974, с. 44). Из построений Н. А. Головкинского совершенно определенно вытекают по крайней мере два принципиально различных способа слоеобразования, ведущих к формированию разных элементов слоистости:

1) в процессе непрерывного перемещения береговой линии и равномерного поступления материала возникают «слои-зубцы», т. е. миграционные слои, не имеющие четких границ и являющиеся по протяженности заведомо разновозрастными;

2) в процессе нарушения хода поступления материала возникают «зубцы-прослойки» — слои одновременного отложения, обладающие четкими стратиграфическими границами, но постепенно меняющие литологический состав по протяженности.

Первые из них, т. е. миграционные слоистые элементы, не являются слоями горных пород в общепринятом смысле (слоями второго рода, по И. В. Вылцану, 1974). Они отличаются от слоев, представленных конкретными видами горных пород (песчаник, известняк и т. д.), своим полифациальным составом и отсутствием разделяющих их четких стратиграфических границ.

Не отрицая влияния на процесс слоеобразования миграции береговой линии вообще, И. А. Вылцан (1974, с. 47) достаточно обоснованно утверждает, что та «слоистость», которая формируется при выделении фаций (тоже при перемещении береговой линии), не является собственно породной слоистостью, т. е. она принадлежит не ко второму роду, или типу, как представлялось Н. А. Головкинскому и его последователям,

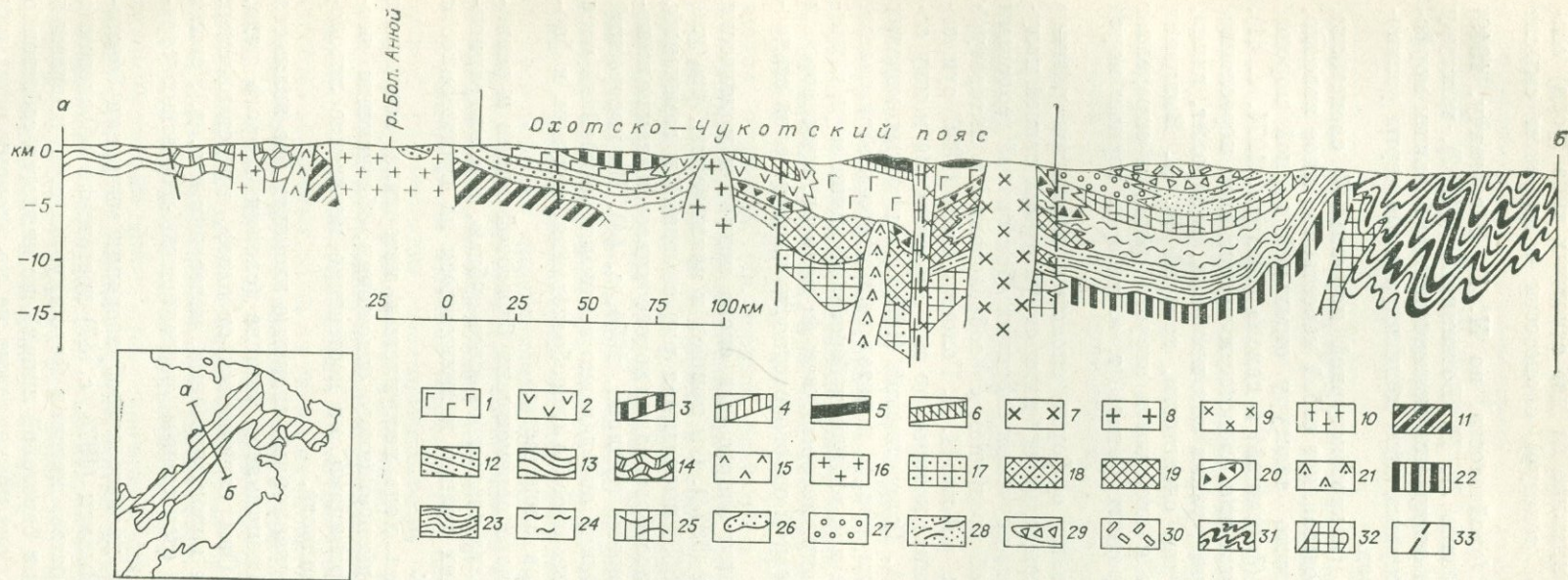


Рис. 10. Схематический формационный разрез через Охотско-Чукотский вулканогенный пояс и смежные с ним тектонические зоны (по В. Ф. Белому, 1978).

Вулканогенные формации: 1 — высокоглиноземистых базальтов и андезито-базальтов, 2 — амфиболовых и пироксеновых андезитов и андезито-базальтов, 3 — двушироксеновых андезито-базальтов и андезитов, 4 — липаритовая, 5 — базальт-трахибазальтовая, 6 — липарит-андезито-базальтовая, контрастная. Плутогенные формации: 7 — тоналит-диоритовая, 8 — гранодиорит-гранитная, 9, 10 — сиенито-диорит-щелочногранитная (9 — сиенито-диориты, диориты, гранодиориты, кварцевые монзониты, граниты, 10 — граносиениты и кварцевые сиениты); 11 — складчатый комплекс палеозоя; 12 — позднепалеозойские — позднемезозойские полого залегающие терригенные и вулканогенно-осадочные образования; 13 — терригенные толщи главного геосинклинального комплекса Чукотской и Яно-Кодымской систем; 14 — позднеюрский — валанжинский комплекс Южно-Анхойского регенерированного геосинклинального комплекса Чукотской и Яно-Кодымской систем; 15 — габбро; 16 — гранитоиды; 17 — триасово-кимериджский и 18 — волжско-неокомский существенно вулканогенные комплексы; 19 — волжско-неокомские образования типа «зеленых туфов» Охотско-Чукотского пояса и северо-западного борта Пенжинского прогиба; 20 — вулканомиттовые молассы (от баррема до нижнего альба включительно); 21 — интрузии (существенно гранитоидные); 22 — триасовые, нижне- и среднеюрские терригенные отложения, слагающие основание Пенжинского прогиба; 23 — волжско-валанжинские существенно вулканогенные комплексы; 24 — готеривские — аптские вулканомиттовые молассы (от баррема до нижнего альба включительно); 25 — альбские терригенные отложения, слагающие основание Пенжинского прогиба; 26 — апт-альбские и грубозернистые, иногда суб-аэральные (геосинклинальные молассы); 27 — сеноман-туронские субаэральные вулканомиттовые молассы; 28 — сеноман-нижнесенонские, существенно морские вулканомиттовые отложения (штрихами отмечены флишидные образования); 29 — верхнесенонский палеогеновый молассовый комплекс; 30 — палеоген-неогеновый вулканогенный комплекс; 31 — кремнисто-вулканогенная, грауваквовая и флишидная формации (верхняя юра — сенон); 32 — гипербазиты; 33 — главные разломы и зоны разломов. На врезке показано положение разреза (Охотско-Чукотский пояс заштрихован).

а к следующему, более высокому, третьему типу слоистости по классификации, представленной в табл. 9.

Смещение фациальных зон, по-видимому, действительно ведет к образованию «миграционных слоев», вслед за движением береговой линии при трансгрессии по схеме, которую принимают Н. А. Головкинский (1869) и многие другие. Однако структурные элементы, образуемые при таких миграциях фаций, в наиболее общих случаях будут представлены гораздо более крупными, чем отдельные слои горных пород разного вида, единицами разреза. «Миграционные фации» (миграционные слои, по Н. Б. Вассоевичу, 1949) такого рода не отвечают классическому понятию и определению слоя как петрографически (литологически) однородного геологического тела с плоскопараллельными границами (Кузьмин, 1950). Элементы, образованные в результате миграции фаций, являются сложными полифациальными образованиями. Они отражают, вероятно, фациальную изменчивость целых геотформаций, а не любых седиментационных слоев горных пород разного вида (см. рис. 7—10).

Такие миграционные слои, согласно И. А. Выльцану (1974), представляют собой тела, мало похожие на обычные седиментационные слои. Они тоже являются «слоями» в широком смысле этого слова, но только слоями более высокого порядка (см. табл. 9).

Во всех рассмотренных случаях наименьшим элементом в структуре осадочных толщ являются слои различных видов горных пород — песчаника, глины, известняка и т. д. Слоистые элементы этого ранга характеризуются обычно отчетливыми границами в стратиграфическом разрезе и имеют относительно однородный состав и практически одинаковый возраст. Совокупности слоев горных пород разного вида в стратиграфическом разрезе образуют элементарные ритмы, или наборы горных пород, представленные конкретными фациями: терригенными, хемогенными и другими наборами пород. Однотипные по составу наборы слоев горных пород, залегая друг на друге, формируют фациальные зоны (на рис. 7—9 границы между ними показаны особым знаком). Каждая такая зона в латеральном направлении отражает фациальную изменчивость формационных единиц, более крупных, чем сами наборы горных пород. Изучение внутреннего строения (а не только состава) этих зональных элементов привело, как об этом говорилось в историческом обзоре в начале данной главы, к их обособлению в качестве самостоятельных формационных единиц под названием «геотформаций».

### Критерии обособления геотформаций

Отличительные черты геотформаций определяются тем, что в сравнительное изучение вовлекаются не только «синхронные» образования типа слоев горных пород и их наборов, но и более крупные породные парагенезы, состоящие из наборов горных пород того или иного типа. Такие *наборы горных пород (терригенные, карбонатные, терригенно-карбонатные и др.), связанные между собой единством строения в стратиграфическом разрезе, носят название геотформаций* (синонимы см. в табл. 5, 6, 8). Формационные единицы данного ранга выделяются с целью подчеркнуть различия в структурах разрезов осадочных и магматических, а также метаморфических толщ при прослеживании их по стратиграфической латерали (рис. 11, см. также рис. 8, 12, 22). Это направление в изучении формаций оформилось в своих основных чертах еще в конце прошлого века при изучении слоистых осадочных образований М. Бертраном (Bertrand, 1897). Оно-то и привело к окончательному обособлению в геологии принципиально новых структурных единиц — *геотформаций*, широко используемых теперь во многих работах по региональной геологии для установления

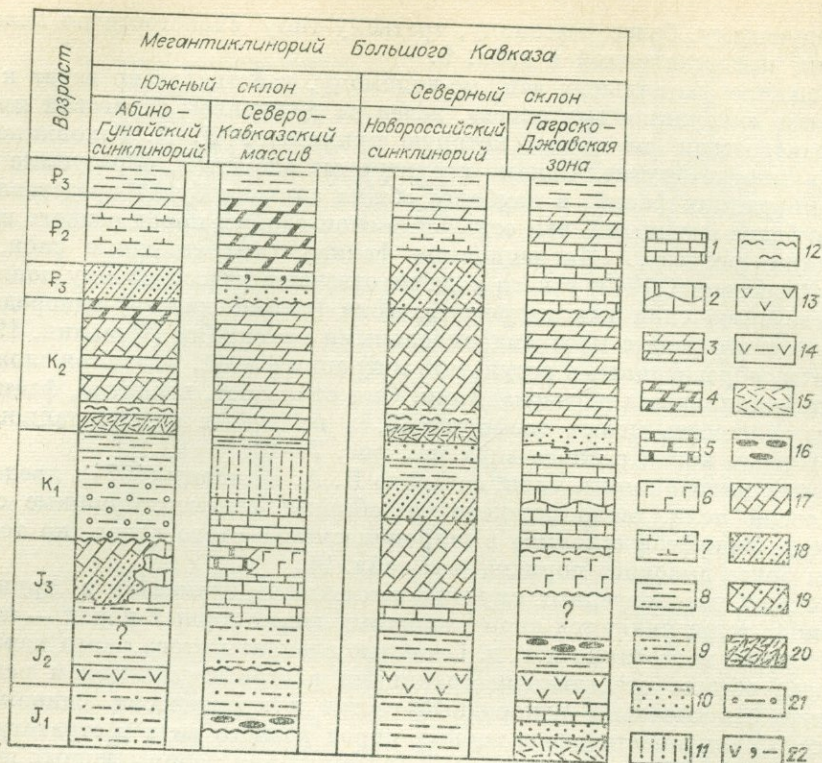


Рис. 11. Пример независимого от крупных тектонических форм распределения формаций в пространстве. Формации юры — палеогена в разрезе мегантиклинория Большого Кавказа. По В. М. Цейслеру (1977).

1—21 — формации и типы формаций: 1 — известняковые; 2 — рифовых известняков; 3 — мелоподобных известняков и мергелей; 4 — пестроцветных и сероцветных мергелей; 5 — доломитовые; 6 — соленосная; 7 — мергельно-глинистые; 8 — глинистые; 9 — песчано-глинистые и глинисто-песчаниковые; 10 — песчаниковые; 11 — известняково-песчаниковые; 12 — карбонатно-кремнистые и глинисто-кремнистые; 13 — вулканогенные; 14 — вулканогенно-осадочные; 15 — туфовые; 16 — угленосные; 17—21 — флишевые (17 — карбонатные, 18 — терригенные, 19 — терригенно-карбонатные, 20 — туфогенные, 21 — песчано-глинистые). 22 — глауконит, прослой вулканитов.

определенных стадий в геотектоническом этапе развития той или иной области.

Начатое М. Бертрамом в 1897 г. обособление данных формационных единиц (более крупных, чем фаши, но менее крупных, чем формационные комплексы) для решения в основном задач исторической геотектоники в настоящее время стало необходимым элементом практически всех региональных тектонических исследований. По типам строения разрезов, которые связываются с теми или иными особенностями тектонического режима, обособляются как сами геоформации (типичные структурно-формационные зоны), так и этапы, или стадии, в развитии регионов: аспидная, флишевая, молассовая и т. п.

Представления о тесной связи геоформаций с тектоническими режимами лежат в основе многих современных определений формационных единиц данного ранга. Так, по Н. Б. Вассовичу (1951), геоформациями называются формации, отвечающие определенным стадиям развития основных геотектонических зон и характеризующиеся общностью геотектонического режима в период их образования.

На тесную связь геоформаций с тектоническими структурами и режимами (в частности, с определенными стадиями геосинклиального цикла) указывали также в своих работах Н. С. Шатский (1964, 1965), Н. П. Хе-

расков (1967), В. В. Белоусов (1962, 1976), И. В. Лучицкий (1971), В. Е. Хаин (1964, 1973а, б) и многие другие. Обзор приведенных ими определений термина «геоформации» или соответствующих ему синонимов показывает, что в основу обособления геоформаций с самого начала их выделения было положено внутреннее строение стратиграфических разрезов осадочных толщ, а не усредненный их петрографический состав, рассматриваемый независимо от структуры. В. Е. Хаин (1973б), например, к основным признакам геоформаций (формаций) относит все главные критерии, характеризующие их структуру: набор определенных пород (литофаций), характер их переслаивания, форму тела.

По этим структурным критериям фактически выделяются все «тектонические» типы формаций, такие как аспидная, флишевая и молассовая, платформенная карбонатная формация и формация рифтовых известняков, порфириновая, спилито-кератофириновая и другие формации. Эти типы геоформаций были намечены эмпирически — по частой встречаемости характерных чередований наборов горных пород в стратиграфических разрезах осадочных толщ. Внутренняя структура предварительно выделенных таким способом типов геоформаций (флишевой, молассовой и др.) затем изучается с помощью детального анализа строения соответствующих стратиграфических колонок (см. рис. 5, 6), с тем чтобы четко обособить в составе геоформации наборы горных пород, т. е. те фациальные сочетания, которые определяют состав данной формации. Эти фациальные сочетания иногда принимаются за элементарную структурную ячейку геоформации: *парагенетическую ячейку* — по Е. А. Баскову и др. (1971), *элементарный парагенез пород* — по Э. И. Кутырёву (1973), *кванты организации* — по И. В. Крутю (1978), *элементарную породную ассоциацию* — по И. В. Хворовой (1963), *многослой* — по Н. Б. Вассоевичу (1951) и др. По данным детального изучения структуры стратиграфических колонок определяется характер перемежаемости наборов горных пород в разрезе, направленность в изменении их строения и типы существующих между ними связей.

В настоящее время проблема обособления геоформаций на основе их общей (видовой) систематики по упомянутым выше структурно-вещественным характеристикам еще не решена, а находится на стадии эмпирического обособления наиболее характерных типов геоформаций (их видов, родов и семейств). Некоторое представление об этих намечающихся в конкретных регионах типах геоформаций дают рис. 5—9, 11—13.

Основные трудности, возникающие на пути обособления геоформаций разного типа, достаточно хорошо видны в работах, специально посвященных таким классическим формациям, как флиш и моласса.

Флишевые и молассовые формации, как известно, выделялись еще М. Бертраном (Bertrand, 1897), который для Альп наметил следующую стратиграфическую последовательность геоформаций: гнейсы — сланцевый флиш — грубый флиш — пуддинги и молассы (красноцветные песчаники). Флиш принято считать почти христоматийным примером осадочных геоформаций. Понятие это введено в геологическую литературу более века назад А. Штудером, обозначившим этим термином песчано-сланцевые отложения Швейцарских Альп, залегающие на породах верхней юры. С тех пор опубликовано немало работ, посвященных составу и внутреннему строению флишевых формаций, критериям их обособления в конкретных разрезах. Чем же отличается флишевая формация от других «нефлишевых» геоформаций?

По определению Н. Б. Вассоевича (1948а), флиш представляет собой серию морских осадков, состоящих обязательно из регулярно чередующихся и образующих ритмы зернистых и незернистых пород независимо от их состава. «Особая ритмичность, — пишет Н. Б. Вассоевич (1951, с. 208), — это общее свойство флишевых образований, это самая основная закономерность литологии, а следовательно, и седиментации флиша,

не зависящая непосредственно ни от его территориального распространения, ни от его возраста, ни от его первично-литологических («фациальных») особенностей». На это же обращается внимание и в «Геологическом словаре» 1973 г., в котором написано, что ритмичность флишевых толщ — самая важная особенность строения флиша (т. II, с. 188).

Флишевая формация, по Б. М. Келлеру (1949), — это мощные толщи равномерного чередования различных 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 различаются двучленные (песчаник — аргиллит) и трехчленные наборы горных пород (песчаник — аргиллит — мергель).

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 следует, что *флиш как определенный тип геотформаций (их класс, род, семейство или вид — это пока не ясно) выделяется по структурному критерию — особого типа ритмичной слоистости.*

За исключением некоторых немногочисленных типов горных пород («запрещенных» для флиша, по Н. Б. Вассоевичу, 1948а, 1951) 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. Дело в том, что к числу запрещенных относятся лишь очень редкие виды пород (соли, угли и т. п.). Что касается всех иных формациеобразующих отложений морского типа, то трудно даже назвать такие из них, которые не встречались бы во флише. Известны флишевые формации, в которых весьма значительна доля грубообломочных пород. Широко распространены терригенно-глинистые, песчано-глинистые, карбонатно-терригенные и др. флишевые формации. Обоснованность отнесения всех этих осадочных толщ разного состава к разряду флишевых формаций, по образному сравнению И. В. Архипова (1971, с. 7), по-видимому, не меньшая, чем обоснованность отнесения к однотипным сооружениям одинаковых конструкций, созданных из различных материалов.

Существо понятия «флиш», следовательно, заключается не в составе слагающих его видов горных пород, а в характере их переслаивания; не в том *чем*, а в том *как* флиш образован.

Главным и первостепенным критерием выделения флиша как такового был и остается, очевидно, структурный признак — правильная ритмичная слоистость особого типа, которой могут обладать разные по составу осадочные толщи.

Во флише аналогичным образом могут чередоваться самые разнообразные виды горных пород, а точнее — все виды осадочных фаций, наборов горных пород: терригенных, глинистых и хемогенных. Только при наличии особого типа ритмичной слоистости геологи считают возможным относить ту или иную толщу к типу флишевых формаций. Однако для выделения флишевой формации в качестве определенного вида геотформации этого критерия недостаточно. Определенные виды геотформаций, как и виды любых других структурных элементов (например, минералов и горных пород), должны устанавливаться по структурным и вещественным критериям одновременно. Вид флишевой формации определяется обычно введением дополнительного прилагательного, означающего, какой именно по вещественному составу флиш имеется в виду: песчано-глинистый, карбо-

нато-глинистый и т. д. Флишевая формация, если ее выделяют без характеристики состава, представляет собой классификационную единицу, более широкую и общую, чем понятие «вид осадочной формации».

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. Однако эта флишевая ритмичность, если отвлечься от многократности ее повторения в стратиграфическом разрезе, нередко практически ничем не отличается от ритмичности других морских отложений.

Сравнение состава флишевых и нефлишевых формаций в максимально приближенных разрезах (Архипов, 1971; Цейслер, 1977) указывает на большое их сходство. Оно хорошо видно, например, при сравнении верхнемеловых формаций альпийского плитного комплекса Скифской платформы с одновозрастными формациями миегосинклинального комплекса 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 синклинории, например, нижнему элементу такого мегаритма соответствует толща верхнемелового терригенного (или вулканогенно-терригенного) флиша, среднему — карбонатного флиша и верхнему — снова терригенного флиша (см. рис. 11). Следовательно, *вещественный состав флишевых формаций в частных случаях может соответствовать составу одновозрастных нефлишевых формаций*. Это значит, что для систематики флишевых (а возможно, также и всех других типов осадочных формаций, выполняющих геосинклинальные комплексы) равно, как и для систематики нефлишевых, «платформенных» формаций могут быть использованы единые обобщенные вещественные характеристики состава осадочных толщ. В качестве своего рода «мельчайших частиц вещества» в таких характеристиках состава геотформаций обычно выступают карбонатные, терригенные, карбонатно-терригенные и другие типовые по своему составу наборы горных пород.

Изменения, отмеченные при переходе нефлишевых формаций во флиш, относятся главным образом к структурной характеристике стратиграфических разрезов. В упомянутом выше латеральном ряду верхнемеловых формаций юга СССР, в частности, наблюдаются замещения толстослоистых или массивных «платформенных» известняков формацией тонкослоистого карбонатного флиша (см. рис. 11). Чисто карбонатные по своему составу геотформации и наборы горных пород, «расщепляясь» прослоями терригенных пород, переходят в мощный терригенно-карбонатный флиш. При переходе в зону флиша изменяется также характер чередования (последовательность) наборов горных пород, составляющих разрез осадочной толщи, увеличивается ее относительная (т. е. соотношенная с мощностью элементарных ритмов) стратиграфическая мощность. Структура разреза благодаря таким изменениям становится «флишевой». Преобразование структуры разреза осадочной толщи во флишевую происходит по-разному. При переходе мергельно-известняковой формации Предкавказья в карбонатный флиш Новороссийского синклинория, например, появляются новые разности пород (обломочные известняки, известняковые песчаники и алевролиты), слагающие первый элемент флишевого ритма. При этом, как отмечают Н. Б. Вассоевич (1951), В. М. Цейслер (1977) и др., породы, образующие второй элемент флишевых наборов, практически ничем не отличаются от пород соседних нефлишевых формаций.

Целый ряд характеристик, обычно приводимых при описании флишевых толщ, для обособления флишевых формаций, по-видимому, не является существенным. К ним относится парагенезис флишевых формаций с олистостромами и олистолитами, наличие во флишевых формациях сложных складок подводно-оползневой типа, особые типы слоистости пород, скульптурные отпечатки на поверхности их напластования и др. Все эти признаки не являются запрещенными для нефлишевых формаций, несмотря на то, что по традиции они часто считаются собственно-флишевыми характеристиками. Но самое главное, что они по существу своему представляют собой структурно-вещественные характеристики наборов горных пород, а не геоформаций. Проанализировав вещественный состав и эти «собственно-флишевые» структуры и текстуры горных пород, И. В. Архипов (1971) пришел, вероятно, к правильному выводу, что рассмотренные им особенности флишевых и нефлишевых серий не позволяют выделять по упомянутым критериям собственно-флишевые формации.

Итак, флишевые геоформации отличаются от нефлишевых не только что названным характеристикам тех наборов горных пород, которыми геоформации сложены, а по признакам, имеющим прежде всего структурное содержание: флишевые формации, как и разновозрастные с ними нефлишевые формации, состоят практически из одних и тех же наборов горных пород, объединяемых в геоформацию флиша единством образуемой ими структуры. Причем в структурную характеристику геоформации в качестве основного критерия для ее выделения входит стратиграфическая мощность геоформации, соотношенная с мощностью слагающих ее наборов горных пород. Именно в этом, вероятно, и заключается принципиальное различие между флишевыми и нефлишевыми геоформациями. Оно достаточно четко устанавливается даже тогда, когда разные по структуре геоформации (флишевая, орогенная, платформенная и т. п.) являются представителями одной вещественной группы: карбонатной, терригенной, терригенно-карбонатной и т. д.

Поэтому, например, карбонатный флиш сенона южного склона Большого Кавказа и разновозрастная ему карбонатная формация Предкавказья, как правило, не рассматриваются в качестве геоформаций 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 разделяются на «флишевый» и «платформенный» типы. Именно структурный критерий позволяет видеть в одинаковых по составу карбонатных толщах принципиально различные типы осадочных геоформаций. *В основе обособления видов осадочных геоформаций, следовательно, лежат не только вещественные, но и структурные критерии.*

Структура геоформаций в отличие от наборов горных пород характеризуется трансляционной симметрией вдоль оси, ортогональной к напластованиям. Но так же, как и структура наборов горных пород, она 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 характеризуются внутреннее строение формационных единиц данного ранга и внешняя их форма (рис. 12). Этот вывод согласуется с результатами, полученными недавно в ходе сравнительного изучения флишевых, молассовых и других типов осадочных формаций О. А. Мазаровичем (1976), В. И. Чалышевым (1976), В. М. Цейслером (1977).

Первоначально геологи, изучавшие Альпы, в частности А. Гейм, к молассовым формациям относили только грубообломочные плохосортированные толщи. К настоящему времени помимо такого смысла понятие «моласса» приобрело ряд других значений в связи с тем, что этим терми-

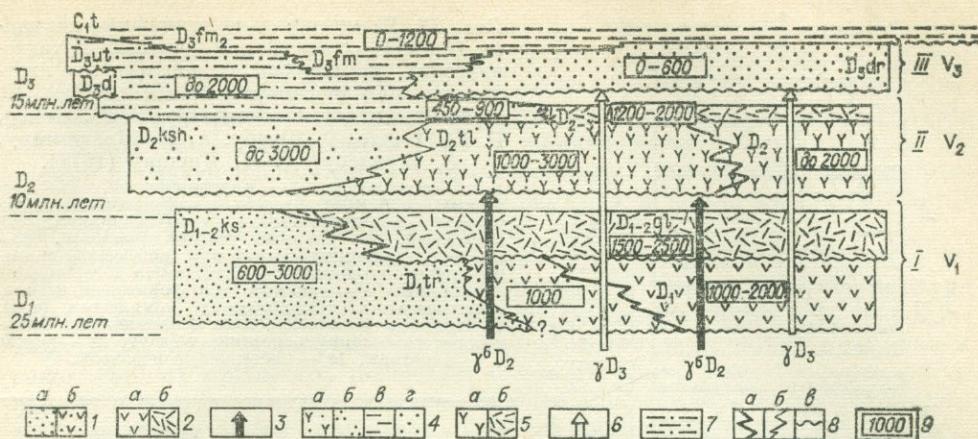


Рис. 12. Формационные комплексы девона Сарысу-Тенизского водораздела и Джек-казган-Улутауского района. По О. А. Мазаровичу (1976).

Римскими цифрами на рисунке обозначены комплексы: I — нижне-среднедевонский; II — средние верхнедевонский; III — верхнедевонский.

Постгеосинклинальные континентальные формации нижнего — среднего девона: 1 — первая молассовая (субформации: а — конгломератовая пестроцветная, б — конгломерат-порфиритовая); 2 — первая вулканогенная (субформации: а — андезитобазальтовая, б — липарит-дацитовая); 3 — карамендинский комплекс гранодиоритов. Постгеосинклинальные континентальные формации среднего — верхнего девона: 4 — вторая молассовая (а — осадочно-вулканогенная сложного состава, пестроцветная, б — конгломерат-песчаниковая пестроцветная, в — конгломерат-песчаниковая красноцветная, г — конгломерат-песчаниковая); 5 — вторая вулканогенная (субформации: а — липарит-андезитобазальтовая, б — липарит-дацитовая); 6 — теректинский комплекс гранитов; 7 — постгеосинклинальная морская формация верхнего девона, карбонатная нерасчлененная (фаменский ярус); 8 — границы: а — формаций, б — субформаций, в — важнейшие несогласия; 9 — усредненные мощности, м. В млн. лет указаны хроностратиграфические объемы.

ном стали обозначать объекты разных рангов: наборы горных пород, геоформации, формационные комплексы и даже комплексы орогенных тектонических впадин в полном их объеме. К молассам, не во всех случаях обоснованно, относятся иногда комплексы всех тех отложений, которыми выполнены межгорные, краевые и наложенные тектонические впадины. В составе последних, однако, грубообломочных осадков, т. е. наборов горных пород и геоформаций, соответствующих классическому пониманию «молассы», может вообще и не быть. Мраморное, Эгейское, Адриатическое и другие моря Альпийского пояса могут служить тому примером. В межгорных и в краевых прогибах собственно молассовые формации распространены обычно в узких зонах по бортам прогибов или образуют отдельные этажи (см. рис. 7, 8, 28). Молассовые формации (молассы) в неоправданно расширенном (по признаку заполнения межгорных прогибов и впадин) понимании, очевидно, не имеют прямого отношения к видам геоформаций, выделяемым по собственной структуре стратиграфических разрезов и составу породных наборов.

Иногда «молассовым» (орогенным) называют только верхний структурный этаж, т. е. верхний формационный комплекс межгорных и краевых прогибов, который формируется в собственно орогенный этап развития складчатой области (Муратов, 1975; Чиков, 1978). Но эти верхние «молассовые» формационные комплексы в межгорных и краевых прогибах нередко бывают представлены, как это видно на примере Западно-Кубанского прогиба (см. рис. 7 и 8, табл. 11), двумя различными по составу и строению типами геоформаций — нижней молассой (чаще всего морские, лагунные отложения) и верхней молассой (преимущественно континентальные образования).

Наборы терригенных и континентальных «молассовых» пород нередко выходят далеко за пределы собственно молассовых геоформаций, а также тех краевых и межгорных впадин, которые ими выполнены (см. рис. 7,

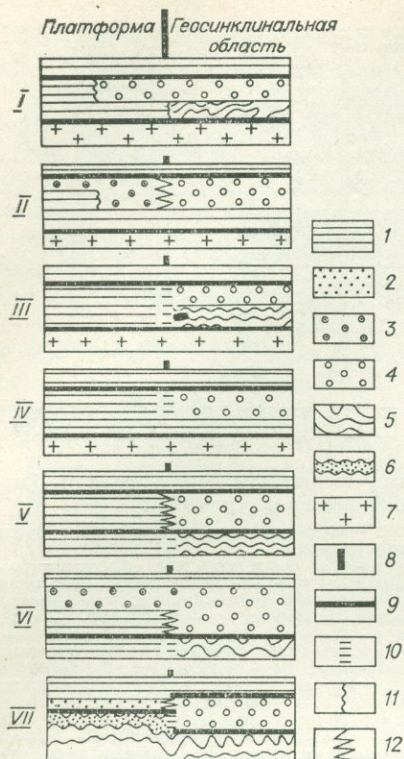


Рис. 13. Принципиально возможные варианты (I—VII) соотношения формаций и тектонических комплексов, относимых к платформенным и геосинклинальным классам. По Р. Г. Гарецкому, Г. Лютцнеру, Г. Ю. Пейху, Г. Ю. Тешке, Г. Швабу, А. Е. Шлезингеру, Э. Шредеру, А. Л. Яншину (1977).

1—7 — комплексы: 1 — платформенный, 2 — орогенный основания разреза платформенной структуры, 3 — телеорогенный, 4 — эпигеосинклинальный орогенный, 5 — главный геосинклинальный, 6 — главный геосинклинальный или эпигеосинклинальный раннеорогенный, 7 — фундамента догерцинской платформы; 8 — границы платформенных и геосинклинальных тектонических комплексов (зон); 9 — границы разновозрастных формационных комплексов; 10 — соприкосновение по шву; 11 — резкие переходы; 12 — постепенные переходы.

8, 13). В восточной части чехла Европейской платформы, например, распространена красноцветная континентальная молассовая формация Предуральского краевого прогиба (верхняя пермь — нижний триас). Аналогичная картина отмечается на территории Северо-Германской впадины, куда со стороны Рурского бассейна и Субварисийского краевого прогиба проникает сероцветная молассоидная формация верхнего карбона, расслаивающая разрез платформенных образова-

ний. Сюда же проникает наземная порфировая формация красного лещня, слагающая Заальский орогенный прогиб, а в границах Северо-Германской впадины — расслаивающая типичные платформенные образования (Гарецкий и др., 1977). Такого рода формации, генетически связанные со складчатыми областями, но распространенные далеко за их пределами на территории платформ, Н. С. Шатским (1965) выделялись под общим названием «аллохтонные формации». Некоторые из аллохтонных формаций имеют одинаковый (по сходству наборов горных пород) состав с классическими орогенными формациями. Такие аллохтонные формации В. Е. Хаин (1971) назвал телеорогенными формациями. Последние накапливаются в условиях нормального платформенного (плитного) режима за счет проникновения фаций грубого терригенного материка из смежных областей, вступивших в орогенный этап развития. Телеорогенные молассовые формации, следовательно, находясь в составе плитных комплексов чехла платформы, имеют практически тот же фациальный состав, что и настоящие молассы орогенных впадин, но отличаются от настоящих молассовых геоформаций по своей стратиграфической структуре. Телеорогенные формации, по данным Р. Г. Гарецкого и др. (1977), имеют, в частности, меньшие по сравнению с молассами орогенных впадин мощности. Помимо этого, собственно молассовые формации представлены обычно значительно более полными разрезами, каждый член которых также характеризуется значительно большей мощностью каждого члена телеорогенной формации.

Внутренняя структура собственно молассовых геоформаций характеризуется в отличие от других типов геоформаций настолько сложной и неупорядоченной последовательностью в залегании наборов горных пород, что даже сравнение детальных частных разрезов геоформаций данного типа, как об этом пишет В. М. Цейслер (1977), теряет смысл. По данным В. И. Чальшева (1976), ритмы 1-го порядка, т. е. наборы горных пород,

во флишевых формациях, например, всегда очень отчетливы, тогда как в типично молассовых (верхняя моласса) они нередко вообще не видны. Наборы горных пород в молассовых толщах характеризуются относительно большой мощностью, ритмичность их более крупная и менее четкая.

Молассовые геоформации, как и флишевые, могут различаться по своему литологическому составу (фациальному). По этому критерию выделяются такие их виды, как нижняя и верхняя моласса, каждая из которых сложена разными наборами горных пород.

Подводя итог обсуждению критериев обособления геоформаций, подчеркнем, что разные их виды, как и виды всех других системных структурных элементов Земли, выделяются по структурным и вещественным характеристикам одновременно: только сходство как структурных, так и вещественных признаков позволяет относить конкретные геоформации к одному и тому же виду. *В качестве главной вещественной характеристики при выделении видов геоформаций используется критерий их состава, определяемый по тем наборам горных пород, которыми геоформации сложены.* Так выделяются, например, карбонатная, терригенная, карбонатно-терригенная, терригенно-вулканогенная и другие виды флишевых формаций.

Структурные характеристики наборов горных пород и геоформаций в отличие от соответствующих характеристик минеральных объектов являются стратиграфическими: *внутреннее строение геоформации, тип ритмичности, характер переслаивания наборов горных пород, их форма и форма тела геоформации описываются с учетом последовательности в залегании элементов и их относительной стратиграфической мощности.* Границы конкретных геоформаций определяются по исчезновению в стратиграфических разрезах соответствующих типов структур: флишевых, платформенных, молассовых и т. п.

Выделенные по структурным и вещественным характеристикам виды геоформаций (терригенно-карбонатная флишевая, карбонатная платформенная, континентальная молассовая и др.) позволяют затем по анализу стратиграфического разреза намечать для каждой конкретной области земной коры соответствующие стадии ее развития и выявлять стратиграфическую миграцию (т. е. миграцию по стратиграфической вертикали и латерали) формационных зон, представленных разными видами геоформаций. Это приводит в конечном счете к обособлению, как это видно на рис. 7—9, 11, 12 и 22, еще более крупных тектонических единиц земной коры — ее формационных комплексов. Последние в регионах широкого развития осадочных толщ обычно выделяются как структурные этажи в понимании А. А. Богданова (1963); в областях развития глубоко метаморфизованных (магматических) толщ докембрия такие «этажные» структурные единицы нередко рассматриваются как крупные региональные стратиграфические подразделения (Докембрий..., 1977, 1978). Поскольку обособление этих структурных единиц связано не только с перерывами в осадконакоплении, но и с внедрением магматических тел и с появлением метаморфических образований (магматических формаций в широком смысле), мы остановимся на критериях обособления формационных комплексов после ознакомления с проблемой выделения магматических формационных единиц разного ранга.

### Проблема обособления магматических формационных единиц разного ранга

Систематическое изучение магматических (петрографических) формаций началось, очевидно, после работ Ф. Ю. Левинсона-Лессинга, указавшего, что «...естественные сообщества горных пород возбуждают... вопрос о причинах тех или иных сочетаний горных пород и об их генети-

ческом взаимодействии. Таким путем, наряду с описательной петрографией, возникает учение о петрографических формациях и о петрографических провинциях...» (Левинсон-Лессинг, 1933, с. 31). Однако в явном виде о зарождении учения о магматических (метаморфических) формациях, как новой самостоятельной геологической дисциплины, стали писать после Новосибирской конференции по геологическим формациям (1953 г.) и особенно после выхода в свет книги Ю. А. Кузнецова «Главные типы магматических формаций» (1964).

Формационные единицы разного ранга в структуре магматических и метаморфических образований стали обособляться, следовательно, относительно недавно, хотя в неявном виде они различались, конечно, и ранее. В более ранних работах магматическим формациям разного ранга в какой-то мере отвечали, по-видимому, такие понятия, как «петрографическая формация», «петрографическая провинция», «родоначальная магма (магмы)», «вулканическая формация», «офиолит» и другие понятия, введенные в разное время в геологию (А. А. Кузнецов, 1977).

Изверженные и метаморфические (ультраметаморфические) объекты петрографически очень тесно связаны между собой. Это наиболее четко и ярко выражается в общности многих их структурных и вещественных характеристик, что позволило объединить описания структур тех и других горных пород в одной монографии (Половинкина, 1966). Такое объединение магматических и метаморфических пород, по мнению Ю. Ир. Половинкиной, является вполне правильным и закономерным.

Среди магматических образований в широком смысле этого слова (включая сюда ультраметаморфические толщи), так же как и среди осадочных формаций, в настоящее время обычно различаются «надпородные» элементы трех рангов: 1) магматические (метаморфические) фации или породные группы, 2) пространственно обособленные формы магматических тел, сложенных разными группами горных пород, 3) разновозрастные ассоциации магматических и метаморфических комплексов, четко обособляемые в пределах крупных регионов друг от друга как во времени, так и в пространстве (см. табл. 6).

Изучение магматических и метаморфических формаций, как и осадочных, имеет ряд специализированных (целевых) направлений, или аспектов, среди которых в первую очередь следует отметить учение о рудных формациях, а также учение о метаморфических формациях (фациях), выделяемых по условиям давления ( $P$ ) и температуры ( $T$ ). Последние устанавливаются по наличию в тех или иных формационных единицах соответствующих минеральных парагенезов, отвечающих определенным  $PT$ -условиям. Помимо этого, в метаморфических толщах, состав и структура которых определяются как составом исходных пород, так и степенью их метаморфизма, выделяются также различные первично-осадочные формации. Границы между названными выше целевыми классификационными подразделениями (рудными,  $PT$ -метаморфическими и первично-осадочными формациями) не всегда совпадают. Это несовпадение аналогично несовпадению, например, хронологических и литологических границ в осадочных толщах, а также несовпадению геохимических и других «специализированных» границ с границами системных структурных элементов земной коры, о чем говорилось уже в гл. I, II. Отмеченные здесь несовпадения границ также вполне объяснимы. Дело в том, что минеральные парагенезы-индикаторы  $PT$ -условий, а также минеральные парагенезы, составляющие полезный компонент рудного тела, содержатся далеко не в каждом слое и даже не в каждом наборе слоев горных пород. Поэтому метаморфические формации (фации), а также рудные формации разного ранга выделяются практически по той же схеме, по которой выделяются различные геохимические провинции. Структурной основой для пространственного обособления такого рода формаций в каждом случае служат конкретные системные элементы земной коры определенного ран-

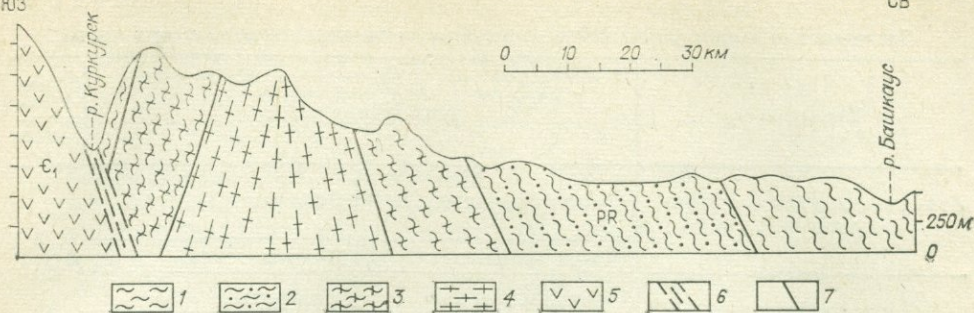


Рис. 14. Метаморфическая зональность тонгулакского комплекса (средний — верхний протерозой Горного Алтая). По Г. Г. Лепезину (1978).

1 — зона хлоритовых, хлорит-мусковитовых, мусковит-биотитовых и других сланцев; 2 — зона хлорит-кордиеритовых, андалузит-кордиеритовых сланцев с прослоями биотитовых, роговообманковых и биотит-роговообманковых сланцев; 3 — зона андалузитовых, ставролитовых, силлиманитовых гнейсов с прослоями гранулитовых, биотитовых, роговообманковых сланцев и амфиболитов; 4 — зона силлиманитовых гнейсов, мигматитов, гранито-гнейсов с прослоями амфиболитов и роговообманковых сланцев; 5 — нижнекембрийская терригенно-вулканогенная формация; 6 — диафториты, зона Курайского разлома; 7 — границы метаморфических зон.

га, которые характеризуются в отношении либо содержащихся в них геохимических элементов (в геохимии), либо минеральных парагенезов (в учении о *PT*-метаморфических фациях).

В зависимости от ранга объектов, опробуемых на содержание минеральных парагенезов, в современной петрологии по аналогии с геохимией также можно различать: *глобальную петрографию* (петрографию геосфер, глобальных зон и сегментов планеты), *геоструктурную петрографию* (петрографию отдельных областей земной коры, ее слоев и тектонических комплексов) и *петрографию формаций*. К последней, по-видимому, относится учение о *PT*-метаморфических формациях, или фациях. Самыми крупными формационными подразделениями являются метаморфические формационные комплексы, или региональные метаморфические серии, выделяемые А. Миясиро (Miyashiro, 1961) и другими петрологами. Менее крупными формационными метаморфическими единицами являются регионально-стратиграфические подразделения меньшего ранга, предварительно выделяемые в том или ином регионе по общим структурно-вещественным критериям и характеризующиеся затем по содержащимся в них минеральным парагенезам (рис. 14).

В проблеме построения общей систематики магматических формаций в настоящее время четко различаются два аспекта — вещественный и структурный. Первый аспект связан с нахождением критериев для разделения формаций по обобщенным вещественным характеристикам, второй — по структурным. Как вещественные, так и структурные критерии выделения видов магматических формаций разработаны пока недостаточно. Но уже сейчас ясно, что эти критерии построения общей систематики тесно между собой связаны: выбор обобщенных вещественных характеристик осуществим только на определенной структурной основе, а выделение структурных подразделений 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. В специальной литературе и на совещаниях всесторонне обсуждаются главным образом принципы вещественной классификации всей группы магматических формационных единиц в целом, т. е. без разделения их по структурным критериям на ранги. Структурный аспект предлагаемых рабочих вариантов общей систематики магматических формаций по этой причине остается менее разра-

Соотношение типов формаций с главнейшими типами магматических пород

Формации	Типы горных пород		Общая меланократовость %
Гранитоидные (кислая группа)	Лейкогранитоиды	Риолиты	5
	Меланогранитоиды	Дацинты	
Диоритоиды (андезитоиды)	Лейкодiorитоиды	Андезиты	15
	Меландiorитоиды	Андезито-базальты	20
Базитовые (базальтоидные) Габброиды (базальты)	Лейкогабброиды	Лейкобазальты	25
		Мезобазальты	30
	Мезогабброиды	Меланобазальты	35
		Пикритобазальты	40
	Меланогабброиды		45
Пироксениты	Субмеланошироксениты		50
	Меланошироксениты		55
Ультрабазитовые (пикритовидные) Ультрамафиты (перидотиты)			60
	Дуниты		65
			70
Формации	Плутонические	Вулканические	

Примечание. В группе кислых пород по дополнительным петрохимическим показателям обособляются еще другие группы пород: сиениты и анортозиты, фонолиты (высокощелочная группа) и трахиты (субщелочная группа). Использована схема петрохимического подразделения магматических пород по критерию их общей меланократовости (Кузнецов и др., 1976).

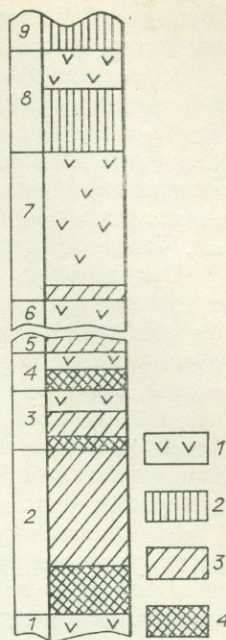
ботанным, хотя во всех без исключения систематиках магматических формаций, как и в классификациях горных пород, структурные критерии в той или иной форме, конечно, учитываются (см. табл. 4, 10).

Для обособления магматических формационных единиц, как и для выделения осадочных формаций, одних только петрографических методов и данных почти всегда недостаточно. По мнению целого ряда геологов, для решения этой задачи необходим более широкий круг геологических наблюдений. В формационном анализе помимо петрографических данных используются еще сведения о последовательности образования горных пород и сложенных ими тел, о возрасте (стратиграфической позиции) породных парагенезов, положении их в структуре региона, а также данные о внутренней структуре магматических тел разного ранга. Проблема анализа магматических формационных единиц разного ранга относится, очевидно, не только к сфере петрографии, но и к сфере региональной геологии и тектоники.

В петрохимической классификации состава магматических образований (табл. 10) в качестве наиболее крупных унифицированных подразделений на первой ступени систематики, т. е. при разделении формации по признаку их состава, приняты породные группы: ультрамафическая, пироксенитовая, базитовая, кислая и др. Выбор этих «вещественных» единиц основан фактически не только на петрографических критериях, но учитывает также и определенную геологическую информацию: разграничение по фазам внедрения, разрывы или переломы регрессий по коли-

Рис. 15. Характер ритмичной слоистости в средней зоне Златогорского массива. По Е. В. Шаркову (1971).

1 — норит; 2 — оливковый норит; 3 — троктолит; 4 — пойкилитовый гарцбургит. Цифрами 1—9 на рисунке обозначена последовательность ритмов (наборы горных пород).



чественным показателям состава пород и минералов и т. д. Иными словами, рассматриваемые классификационные подразделения имеют под собой, пусть и не в явном виде, некоторую структурную основу: они выбирались в соответствии с теми конкретными формационными единицами разного состава, которые неоднократно наблюдались непосредственно в поле. Таковыми единицами являются, в частности, конкретные породные группы в понимании Ю. А. Кузнецова, А. Ф. Белоусова и Г. В. Полякова (1976).

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 (сравните рис. 4, 5 и 15, 16), связаны между собой отношениями строгой последовательности. По своей стратиграфической структуре (строго направленной последовательности в расположении фациальных, или фазовых зон, характеру пространственной обособленности) магматические породные группы, следовательно, достаточно четко коррелируются (см. табл. 6) с наборами осадочных горных пород — терригенных, карбонатных и др. Как осадочные, так и магматические наборы горных пород образуют ясные ритмы в стратиграфических разрезах соответствующих формаций.

Имея направленный характер внутреннего строения, отражающий неповторимую смену фаз внедрения, магматические наборы горных пород различаются по количеству таковых в разных конкретных группах подобно тому, как различаются по числу компонентов и осадочные наборы горных пород. Вещественный состав самих магматических наборов (групп) горных пород, а также состав всех других 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 показателю. Напомним здесь, что не может быть сведен к таковому и состав осадочных наборов горных пород, а также других осадочных формаций более крупного ранга. Вместе с тем магматические породные группы, как и осадочные наборы пород, являясь надпородными единицами, вносят довольно конструктивную основу в систематику составов геологических формаций. В этом плане роль ультраосновных, базитовых и гранитоидных групп, вероятно, сравнима с той, которую играют наборы осадочных горных пород (карбонатных, терригенных, терригенно-карбонатных и др.) в общей систематике осадочных формаций.

По характеру сочетания породных наборов магматические формации также подразделяются на простые (сводящиеся к одной породной группе) и сложные, представляющие собой различные сочетания породных групп. Магматические породные группы, как и наборы осадочных пород, в наименованиях сложных по составу формаций обычно перечисляются в порядке возрастания их доли в объеме ассоциации. Для них также предусматривается количественное разделение формационных объектов по объемным соотношениям породных групп. В качестве ведущих количественных петрохимических признаков для разделения породных групп по

составу выбираются такие классические показатели, как общая меланократовость и общая щелочность.

Породные группы классифицируются затем по целому ряду других специализированных (целевых) критериев: составу щелочей, 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, или второстепенным, т. е. целевым, критериям. Отсутствие в таких классификациях четкого разграничения объектов по их структурным характеристикам и рангам означает, что такого рода классификациями фактически описывается «состав» всей формационной группы в целом. В опубликованных петрохимических классификациях обычно не указывается, к каким именно объектам (к наборам горных пород, к геоформациям или к формационным комплексам) относятся выделяемые классификационные подразделения. О характере соотношения этих подразделений с конкретными магматическими формационными единицами можно получить некоторое представление, рассмотрев вопрос о том, как обособляются магматические формации разного ранга в ходе практического расчленения магматических образований.

Интересные данные по этому вопросу получены, в частности, по результатам детальных структурно-петрографических исследований методом составления серии геологических профилей через Мажалыкский габбро-пироксенит-перидотитовый плутон, расположенный в Восточном Танну-Ола, в 80 км к юго-востоку от г. Кызыл (Волохов и др., 1972).

На нетронутых метаморфизмом участках, в частности в местах, характеризующихся данными детальных петрографических разрезов, хорошо просматриваются элементы ритмической расслоенности внутренней структуры плутона (рис. 16). Ритмичность строения серии, по описаниям И. М. Волохова и др. (1972), проявлена в многократно повторенном чередовании гипербазит-базитовых наборов горных пород (последовательностей слоев, пачек, ритмов). Мощность отдельных наборов варьирует в пределах 20—200 м при мощности отдельных слоев в ритме 5—150 м. 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 обычно представлены слоями пород ультраосновного состава (перидотитами), а верхние — слоями основного, в большинстве своем габбрового, состава. В. М. Иванов (1971) подчеркивает, что расслоенность габбро-пироксенит-дунитовых плутонов 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 геоформаций.* Выявленный на примере габбро-пироксенит-дунитовых плутонов Алтае-Саянской области (Мажалыкского, Лысогорского и др.) ритмически расслоенный характер строения магматических формаций, очевидно, не менее широко распространен в природе, чем ритмическая расслоенность осадочных геоформаций.

Такая дифференциация, по мнению В. М. Иванова (1974), И. М. Волохова и др. (1972), неизбежна в любой магматической камере. Обязательное условие ритмической дифференциации — это небольшая вязкость расплава. Поэтому она особенно характерна для интрузий, имеющих основной состав, т. е. являющихся производными базальтовой магмы, обычно подвижной и текучей. Для гранитоидных серий (производных кислых, значительно более вязких магм) первично-расслоенные структуры, как это видно на примере Шадринской (рис. 17), Кескенсайской (см. рис. 18) и многих других гранитоидных интрузий, не характерны. Ритмически расслоенные магматические структуры полнее проявляются в наиболее крупных (теплоемких) интрузивах и при прочих равных условиях — в телах наибольшей мощности. В этом отношении расслоенные магматические интрузии имеют много общего с осадочными флишевыми геотформациями.

Таким образом, при расчленении базитовых магматических образований четко намечаются объекты, во многом аналогичные по своим структурным характеристикам разноранговым формационным единицам осадочных толщ: наборам горных пород, геотформациям и формационным комплексам.

Опыт формационного расчленения гранитоидных формаций также приводит к необходимости выделения среди них формационных подразделений нескольких рангов. В Западном Узбекистане, например, судя по данным Э. П. Исоха, 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 М. А. Фаворской и др. (Связь магматизма..., 1969); 3) отдельные интрузивы, сложенные определенными наборами (комплексами) интрузивных горных пород.

Габбро-гранитовые серии разного возраста четко коррелируются со структурными этажами, отвечающими основным этапам развития всей области. К числу таких крупных магматических формационных еди-

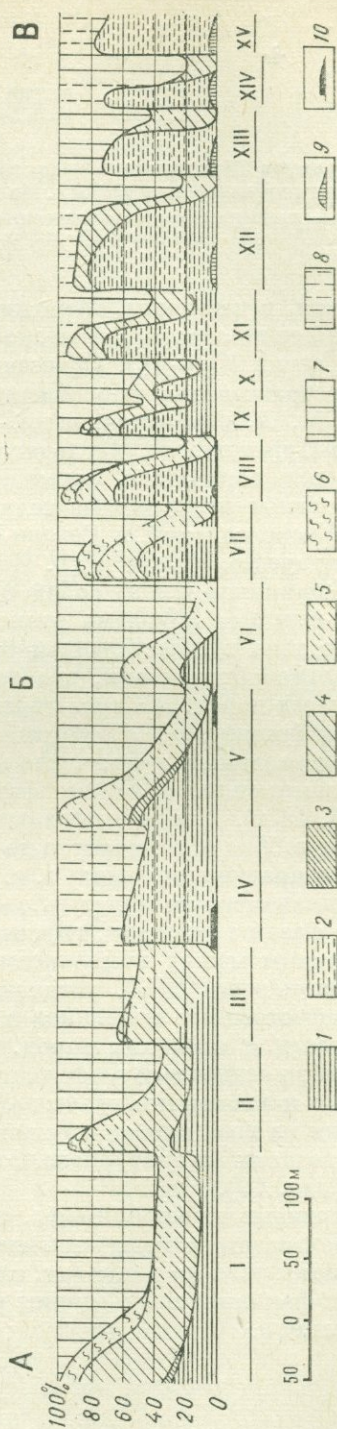


Рис. 16. Петрографическая структура Мажалыкского плутона. Фрагмент АБВ разреза по И. М. Волохову, В. М. Иванову, Н. В. Арнаутову, М. И. Зеркалову и А. Д. Кирееву (1972).

1 — оливин; 2 — серпентин; 3 — ортопироксен; 4 — амфибол тремолит-актиноидного ряда; 6 — роговая обманка; 7 — плагиоклаз; 8 — сосюритизированный плагиоклаз; 9 — зеленая шпинель; 10 — магнетит. Цифрами I—XV на рисунке обозначены наборы горных пород — ритмические лачки слоев, ритмы кристаллизации.

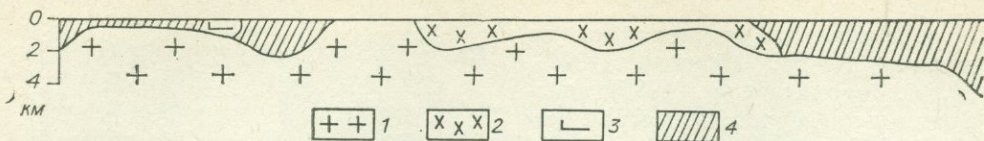


Рис. 17. Структура Шадринского гранитоидного плутона по результатам интерпретации геофизических данных. Из книги Г. С. Федосеева (1969).

1 — граниты; 2 — преимущественно гранодиориты и тоналиты; 3 — габбро, габбро-нориты и габбро-диориты; 4 — толща вмещающих пород.

ниц относятся, в частности, нуратинская габбро-гранодиорит-гранитовая и сменяющая ее по стратиграфической латерали кульджуктауская габбро-гранитовая серии ( $C_3 - P_1$ ). Отнесенные к данному этапу интрузивы образуют пространственно обособленные группы, или ареалы (очаговые ареалы, по М. А. Фаворской и др. — Связь магматизма..., 1969), 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 (рис. 18). 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. Они могут трактоваться различно, в том числе и как критерии фаз или волн магматического замещения, а также фаз кристаллизации или затвердения (Слободской, 1971). Для многофазных интрузивов, включающих широкий ряд пород 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 (Изох, 1971). 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 наличию жильных и дайковых пород. Выделенные таким способом «комплексы», подобно осадочным геотектоникам, 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 (рис. 19).

Рассмотренные выше примеры, таким образом, позволяют наметить некоторую корреляцию между магматическими и осадочными формационными единицами разного ранга (см. табл. 6). Терминология магматических и осадочных формационных единиц разного ранга, однако, остается не унифицированной.

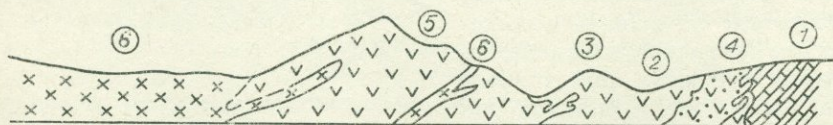


Рис. 18. Геологический разрез через восточную часть Кескенсайского интрузива по результатам петрохимического опробирования. По Э. П. Изоху, А. П. Пономаревой (1973).

1 — мраморы; 2 — диориты; 3 — монодиориты; 4 — мелкозернистые кварцевые диориты; 5 — среднезернистые кварцевые диориты; 6 — гранодиориты.

Циклы	Этажи	Этапы	Структурно-формационные зоны						Интрузивные формации
			1	2	3	4	5	6	
Варисский	V <sub>3</sub>	P	++++	++++	++++	++	++		⑤
		C <sub>2</sub> <sup>m2</sup> -C <sub>3</sub> C <sub>2</sub> <sup>b2</sup> -C <sub>2</sub> <sup>m1</sup>	xxx	xx	xxx	xxx	xxx	xxx	④
	V <sub>2</sub>	C <sub>1</sub> <sup>n</sup> -C <sub>2</sub> <sup>b1</sup>			LL	LLLL	LL	LLL	③
Каледонский	V <sub>1</sub>	C <sub>1</sub> <sup>v</sup>							
		C <sub>1</sub> <sup>t</sup>							
	C <sub>2</sub>	D <sub>3</sub>		oooo	oooo				②
		D <sub>2</sub>							
		D <sub>1</sub>							
	C <sub>1</sub>	S		+++					①
O									
Є									
Байкальский	B <sub>2</sub>	PR <sub>b</sub>							
	B <sub>1</sub>	PR <sub>a-ts</sub>							

- ++ 1
- oo 2.
- LLL 3
- xxx 4
- +++ 5
- ~~~~ 6
- ==== 7

Рис. 19. Интрузивные формации и формационные комплексы (структурные этажи) Западного Узбекистана. По Э. П. Изоху и А. П. 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 — кульджуктауская габбро-гранитовая и нуратинская 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. Цифры 1—5 в кружках — последовательность в залегании магматических формационных комплексов.

Вещественный состав магматических (интрузивных) формаций самого крупного ранга определяется с помощью так называемых главных петрографических групп горных пород, т. е. наборов горных пород «чистой линии», обособляемых по широкой их распространенности и частоте встречаемости в земной коре.

Происхождение главных петрографических групп обычно связывается с наличием в недрах Земли крупных очагов родоначальных (исходных) магм. В петрологии давно существует проблема количества таких исходных магм, отвечающих главным петрографическим группам (наборам горных пород) «чистой линии». Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1933), например, выдвигал положение о двух материнских магмах: основной и гранитовой, которым соответствуют максимумы в распространенности пород по их кремнекислотности. По мнению А. А. Кузнецова (1977) и многих других петрографов, в природе существуют четыре типа родоначальных магм — магм 1-го порядка. Соответственно различаются четыре петрографические группы «чистой линии»: 1) ультраосновные (гипербазиты — шикриты); 2) основные (габбро — базальты); 3) кислые (граниты — липариты); 4) щелочные (фельдшпатоидные сиениты, щелочные базальты и др.). Щелочная группа, однако, характеризуется небольшими значениями распространенности в земной коре. Эта группа пород не образует крупных надпородных парагенезов — самостоятельных формационных комплексов. К тому же выделяется она по принципиально иным критериям состава магматических пород и формаций (см. табл. 4, 10). Уже по этим причинам щелочная группа не может находиться в одном классификационном ряду с тремя первыми группами.

Формационные комплексы ультраосновных пород по возрасту и структурному положению почти всегда очень резко отличаются от комплексов основных и кислых формаций. Все перечисленные формационные комп-

лексы обычно имеют различный генезис. Образование их связывается с разными стадиями развития геосинклинальных прогибов, так как они образуют в земной коре, как правило, самостоятельные структурные этажи, связанные между собой отношениями строгой последовательности. В этой последовательности находит отражение общая расслоенность вещества коры на слои разного состава (см. рис. 30—31, 33—36, 38).

Магматические формационные комплексы разного возраста довольно четко коррелируются по возрасту с осадочными структурными этапами, т. е. с осадочными формационными комплексами (см. рис. 19). В конкретных разрезах земной коры магматические и осадочные формационные комплексы, соединяясь вместе, нередко образуют комплексы «смешанной линии». Такие формационные комплексы состоят из осадочных и магматических (в частности, вулканогенных) формаций (см. рис. 10, 12, 22). Классическим примером последних может служить комплекс девонского вулканогенного пояса Центрального Казахстана, а также мел-палеогеновый комплекс вулканогенного пояса кайнозойской складчатости Северо-Востока СССР. Эти вулканогенные пояса относятся, согласно А. А. Богданову (1976), к образованиям начального этапа заложения геосинклинальных прогибов. Основным элементом вулканогенных поясов являются структурные этажи, сложенные вулканогенно-осадочными формациями. По своему рангу эти этажи, по-видимому, отвечают формационным комплексам (см. табл. 8). Так, В. Ф. Белый (1978, с. 205) характеризует Охотско-Чукотский вулканогенный пояс как «тектоническую структуру в целом наложенного типа». На схематическом формационном разрезе Охотско-Чукотской области этот вулканогенный комплекс показывается как крупное регионально-стратиграфическое подразделение, т. е. как формационный комплекс, или структурный этаж, несогласно перекрывающий все более древние формации (см. рис. 10).

Магматические формационные единицы, таким образом, также могут выделяться в качестве предельно крупных геостратиграфических единиц — магматических формационных комплексов. Рассмотрим некоторые особенности строения осадочных и магматических формационных комплексов и попытаемся выявить те критерии, по которым они отличаются от еще более крупных тектонических комплексов земной коры.

### Формационные комплексы и критерии их обособления

Обособление формационных комплексов в качестве структурных этажей какой-нибудь конкретной области земной коры послужило надежной структурной основой для разработки многих стройных схем стадийности развития геосинклинальных складчатых областей (Кобег, 1924; и др.). Эти построения получили в той или иной мере признание практически у всех последующих поколений геологов.

В настоящее время *формационные комплексы понимаются как стратиграфические (латеральные и вертикальные) ряды геоформаций, структурно обособленные от подстилающих их образований в пределах некоторой площади в виде самостоятельного структурного этажа, отвечающего определенному этапу развития данной области.*

Причем резкие изменения в структуре и составе осадочной толщи при переходе от одного ее формационного комплекса (этажа) к другому отчетливо проявляются при рассмотрении всей площади их соприкосновения в целом, на отдельных участках которой при этом могут наблюдаться и случаи постепенного перехода по стратиграфическому разрезу одних формаций в другие. Перерывы и угловые несогласия, как справедливо заметил В. М. Цейслер (1977), облегчают выделение формаций любого ранга, особенно в литологически однообразных толщах, однако размыты

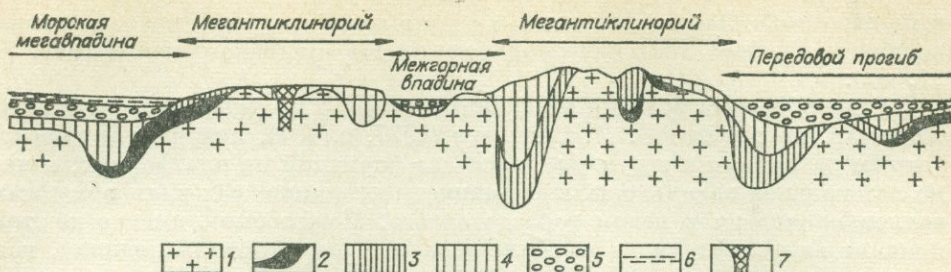


Рис. 20. Формационные комплексы разного возраста в структуре геосинклинальной области Кавказа на альпийском этапе ее развития. По И. А. Резанову и В. И. Шевченко (1978).

1 — комплексы байкальского фундамента; 2 — каледонские комплексы; 3 — герцинские комплексы; 4 — комплексы геосинклинальной стадии альпийского этапа; 5 — комплексы орогенной стадии; 6 — водный слой; 7 — офиолитовый пояс, по М. Г. Ломизе и Д. И. Панову, 1975.

на границах формаций представляют частный (локальный) случай их взаимоотношений в конкретных стратиграфических разрезах.

Первая попытка классифицировать формационные комплексы по их внутренней структуре была предпринята, по-видимому, М. В. Муратовым (1962), выделившим три типа прогибов; эти прогибы в частном случае могут быть выполнены различными по своему строению формационными единицами: 1) трансгрессивными, 2) регрессивными и 3) смещенными.

В осевой части *трансгрессивного формационного комплекса* (прогиба) слоистые элементы залегают согласно друг над другом, а по его периферии они трансгрессивно переходят на более древние; здесь имеет место периферическое несогласие. Оно же называется трансгрессивным, краевым. *Регрессивные формационные комплексы* создаются при относительно быстром прогибании впадины и последующем поднятии ее крыльев, что вызывает постепенную регрессию в осевой части впадины. *Смещенные формационные комплексы* характеризуются на одном крыле трансгрессивным залеганием, а на другом — регрессивным. Последние комплексы часто наблюдаются в краевых прогибах, например комплекс нижней и верхней моласс (палеоген-неогеновый) в Предкавказье (см. рис. 7, 8).

Некоторые авторы (Хаин, 1964; Богданов, 1976; и др.) считают возможным классифицировать формационные комплексы (они называют их частными геосинклиналями или прогибами) по характеру осадочного выполнения, выделяя вулканические, сланцевые, флишевые и другие геосинклинали.

В разновозрастных формационных комплексах одной и той же области наблюдаются свои, часто независимые от нижних этажей, стратиграфические (латеральные и вертикальные) ряды геоформаций. Соответственно различные стадии развития области оказываются выраженными разными формациями. Это хорошо видно на примере Большого Кавказа, Предкавказья, Центрального Казахстана, Урала и других областей (рис. 20, см. также рис. 7, 12, 22).

В межгорных прогибах и впадинах могут находиться несколько формационных комплексов разного возраста. Нижний из этих формационных комплексов иногда обособляется под названием комплекса чехла срединного массива (Муратов, 1975; Чиков, 1978). Такой «чехольный» комплекс в межгорных прогибах (на срединных массивах) обычно представлен слоистыми толщами осадочных пород, выдержанными по своей мощности и составу. Они, как правило, прослеживаются и за пределами межгорного прогиба, т. е. уходят в основание обрамляющих срединный массив геосинклинальных зон.

Осадочные формационные комплексы, распространенные в чехлах платформ, представляются менее разнообразными как по составу, так

и по строению. Они входят здесь в состав платформенных тектонических впадин и плитных тектонических комплексов осадочного чехла (рис. 7, 21, 42).

Разнообразные условия осадконакопления и неодинаковый исходный материал, по мнению В. М. Цейслера (1977, с. 104), приводят к существенным различиям в структуре и составе формаций на платформах, однако латеральная зональность в формационных комплексах платформенных чехлов проявлена в целом гораздо слабее. Может быть, именно по этой причине на платформах в качестве основных формационных единиц, как правило, выделяются не геоформации (зональные формационные единицы), а формационные комплексы, т. е. структурные этажи. Последние в платформенных прогибах (в синеклизах и во впадинах) представлены относительно более полными стратиграфическими рядами геоформаций, образующими мегаритмы в разрезе осадочной толщи. Они служат прекрасными объектами для изучения ритмичности процессов осадконакопления и ритмической структуры формационных единиц разного ранга (Тихомиров, 1965; Дафф и др., 1971; Карагодин, 1974; и др.). Примером формационных комплексов, представленных крупными ритмами, может служить юрско-неокомский формационный комплекс, входящий в состав альпийского плитного тектонического комплекса Туранской и Скифской платформ. Состав отдельных формационных комплексов, а также общая последовательность в залегании формационных комплексов, относящихся к одному и тому же тектоническому циклу (альпийскому, герцинскому и т. д.), на огромных территориях могут оставаться принципиально одинаковыми. 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 комплекс (верхний триас — средняя юра), 2) карбонатный (верхняя юра — нижний мел — эоцен), 3) терригенный (олигоцен — нижний миоцен).

Таким образом, формационные комплексы в складчатых областях и на платформах образуют самостоятельные структурные этажи определенного стратиграфического объема. В ряду разноранговых формационных единиц формационные комплексы являются самыми крупными подразделениями. Их состав и структура также описываются с использованием стратиграфической шкалы. Причем существует несколько способов представления формационных разрезов той или иной тектонической зоны или конкретной области земной коры. Формационная структура их в разрезе может быть представлена, во-первых, в виде поэтапных латеральных стратиграфических рядов, как это сделано, например, О. А. Мазаровичем (1976) для показа внутреннего строения молассовых формационных комплексов Казахстана (см. рис. 12). Во-вторых, на формационных профилях могут показываться стратиграфическая последовательность и возрастные соотношения между магматическими и осадочными структурными этапами, отвечающими этапам развития конкретной тектонической зоны. Примером такого способа изображения формационных структур может служить показанная на рис. 22 схема размещения осадочных и магматических формаций в Магнитогорском синклинории. В-третьих, формационные разрезы представляются также в виде обычных геологических профилей (см. рис. 7, 8, 10).

На всех формационных разрезах и профилях *формационные комплексы выступают как наиболее крупные литостратиграфические (или петрографические) подразделения, отвечающие крупным этапам развития определенной тектонической зоны, т. е. как структурные этажи с четко фиксированными стратиграфическими границами по подошве и по кровле выделяемых единиц.* По несогласиям, наблюдаемым в основании этих этажей в складчатых областях, таких как Большой Кавказ (см. табл. 11)

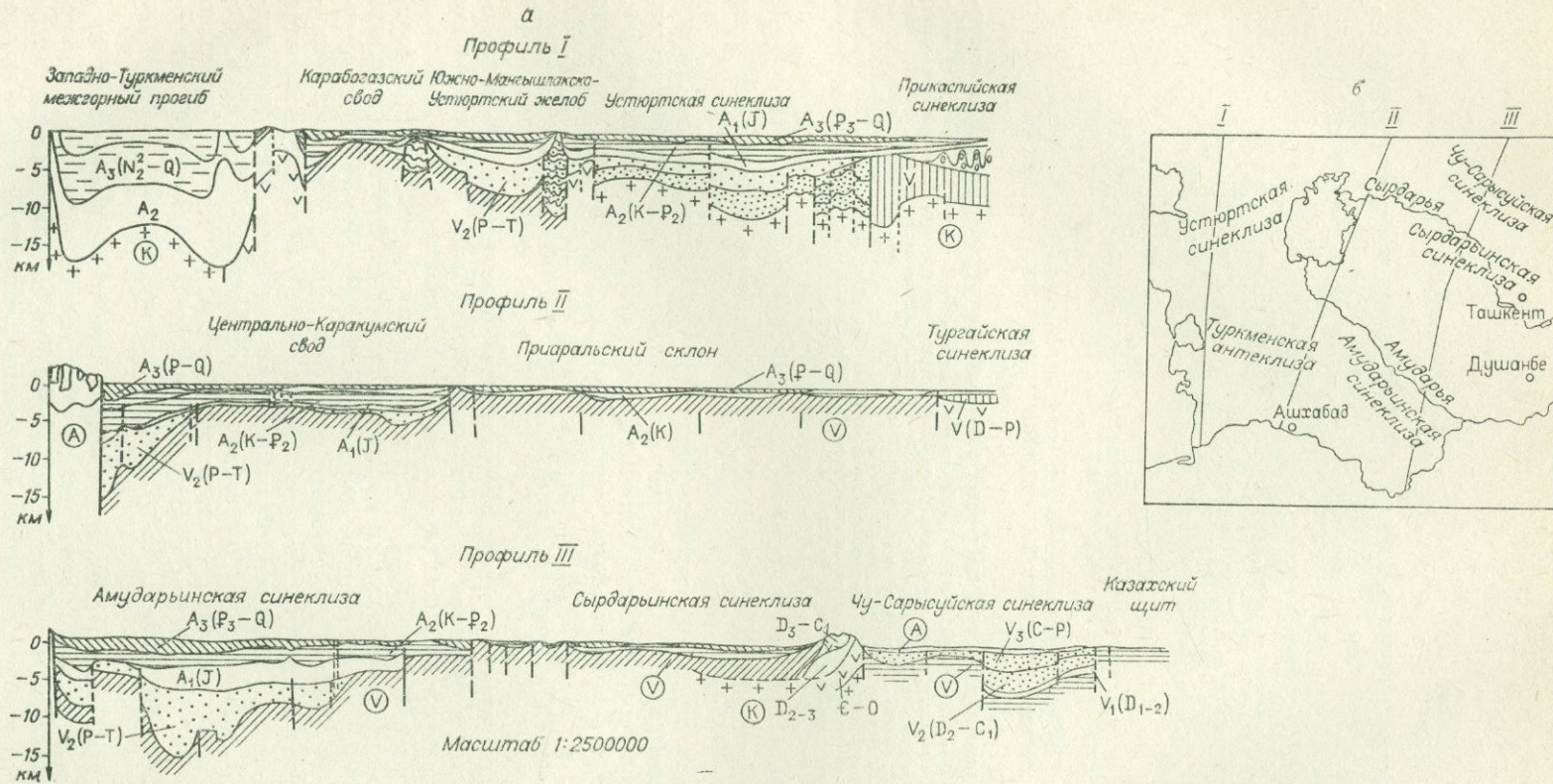


Рис. 21. Формационные и тектонические комплексы (а) на схематических профилях юга СССР (б). По К. Н. Кравченко и И. Н. Полкаповой (Тектоническая карта юга СССР, 1975). Индексы разновозрастных формационных комплексов (структурно-формационных подразделений):  $A_{1-3}$  — альпийские,  $V_{1-2}$  — варисцийские (герцинские), С — каледонские, К — карельские. Тектонические комплексы разного возраста на рисунке обозначены теми же буквенными индексами в кружках.

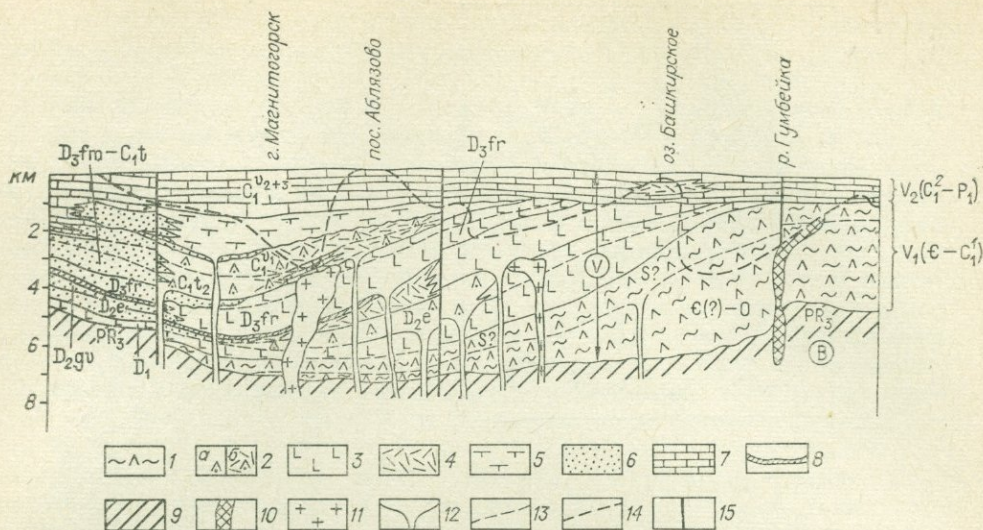


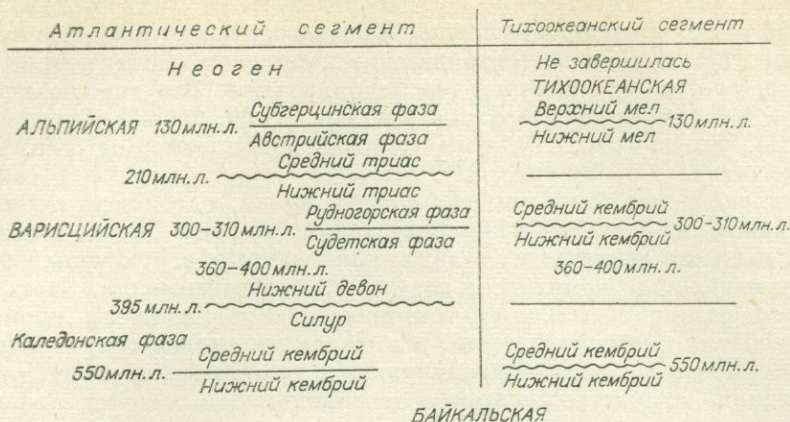
Рис. 22. Схема размещения вулканогенных и магматических формаций в Магнитогорском синклиории. Фрагмент разреза по Т. И. Фроловой, И. А. Буриковой (1977). 1—11 формации: 1 — диабазово-сланцевая, 2 — базальт-липаритовая (диабаз-альбитофировая) диабазового (а) и контрастного (б) типа разреза, 3 — базальтоидная порфировая, 4 — базальт-андезит-дацит-липаритовая, 5 — базальт-трахиандезит-трахилипаритовая, 6 — терригенные отложения, 7 — карбонатные отложения, 8 — кремнистые и яшмовые отложения, 9 — отложения докембрия, 10 — гиспербазиты, 11 — гранитоиды; 12 — главные и второстепенные подводящие вулканические каналы; 13 — границы возрастных интервалов внутри единой формации; 14 — линия современного эрозионного среза; 15 — глубинные магмоподводящие разломы.

и другие области юга СССР (рис. 21, 24, 36), обычно выделяются фазы складчатости того или иного возраста.

В пределах отдельных тектонических зон формационные комплексы образуют последовательный ряд этажей, каждый из которых по своему составу и структуре отчетливо отличается от всех более древних этажей, представленных формационными комплексами других видов, что четко устанавливается на примере Кавказа и Предкавказья (см. рис. 7, 20, 24), Урала (рис. 22), Средней Азии (рис. 19, 21), Казахстана (рис. 12) и многих других областей.

Такая направленная последовательность в залегании формационных комплексов в пределах одной тектонической зоны в вариссийском комплексе Зилаирского синклиория на Урале, например, представлена неповторяющимся в стратиграфическом разрезе рядом геологических формаций (снизу вверх): аспидной, флишевой и морской молассовой. Эта необратимость строения формационного разреза, согласно Б. М. Келлеру (1949), подчеркивается тем, что каждая из формаций, составляющих ряд, может появиться только вслед за предшествующей формацией. Аналогичная строгая последовательность в залегании вулканогенных, карбонатных и терригенных формаций, относящихся к разным формационным комплексам, отмечается в Магнитогорском синклиории Урала (Фролова, Бурикова, 1977), а также в альпийском комплексе Большого Кавказа (Милановский, Хаин, 1963; Геология..., 1978) и во многих других областях земного шара.

Структурные этажи, сложенные осадочными и магматическими формационными комплексами, генетически связываются обычно с проявлением фаз складчатости и магматизма. Последние, накладываясь друг на друга, приводят в конечном счете к появлению в конкретной области земной коры четкой латеральной тектонической зональности разного возраста: альпийской, вариссийской, каледонской и более древних уровней (см. рис. 21, 24, 28, табл. 11). В земной коре в результате такого после-



БАЙКАЛЬСКАЯ

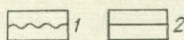


Рис. 23. Принципиальная схема соотношения возраста тектонических и формационных комплексов в разных сегментах Земли. По А. А. Богданову (1968), с изменениями.

1 — возрастные границы тектонических комплексов (эпохи главной складчатости, возраст тектонических зон); 2 — границы формационных комплексов (фаз складчатости, структурных этажей).

довательного проявления цикла фаз складчатости и формирования связанных с ними структурных этажей, или формационных комплексов разного возраста, обособляются элементы еще более крупного ранга. Они получили название «тектонические зоны», или «тектонические комплексы». Принципиальные различия между формационными и тектоническими комплексами (и соответственно между фазами и циклами, или эпохами, складчатости) становятся понятными при сравнении стратиграфических объемов тех и других комплексов, а также возраста тех основных несогласий, которые приводят либо к формированию структурных этажей, либо к образованию латеральной тектонической зональности в разных районах земной поверхности. Такое сравнение проводилось, в частности, Г. Штилле (1964), А. А. Богдановым (1976) и В. В. Белоусовым (1976). Оно показало, что на Земле имеются как минимум две гигантские области — западная и восточная, в пределах которых периодичность тектонического развития в интересующем нас плане была различной. Граница между этими областями, как считает А. А. Богданов (1976), проходит в долготном направлении в середине Сибирской платформы; западная часть, принадлежащая Атлантическому сегменту Земли, характеризуется последовательной сменой байкальских, каледонских, варисцийских и альпийских тектонических зон. В восточной части территории СССР, в Тихоокеанском сегменте Земли, наблюдается иная последовательность возраста главной складчатости, формирующей соответствующие тектонические зоны, или комплексы (рис. 23). Эти разные региональные схемы возраста тектонических и формационных комплексов, отвечающих циклам и фазам складчатости, условно называются атлантической и тихоокеанской. Тихоокеанская шкала возраста тектонических комплексов по главным эпохам складчатости, т. е. по времени завершения формирования одних тектонических зон и заложения других зон, более или менее удовлетворительно выдерживается в областях, которые явно тяготеют к Тихому океану: на Востоке Азии, на островных дугах западной окраины Тихого океана, на западе Северной и Южной Америки. Атлантическая схема, проявляясь в основном в Европе, Западной Азии и на востоке Северной Америки, кое-где наблюдается также и в Тихоокеанском поясе: в Японии, на Филиппинах, на Новой Гвинее (Белоусов, 1976). В атлан-

тической схеме по возрасту главной складчатости отчетливо обособляются классические альпийские тектонические комплексы (зоны) разного типа: плитные, орогенные впадин и геосинклинальные. Это хорошо видно на примере Кавказа и Предкавказья (см. рис. 7, 20, 24, 37), Средней Азии (рис. 21), Урала (рис. 28), юга Европейской платформы (рис. 25, 27) а также севера Африки (рис. 41).

Тихоокеанские фазы главных складчатостей, т. е. эпохи проявления латеральной зональности в Тихоокеанском сегменте Земли, в Атлантическом сегменте проявляются лишь как границы структурных этажей, или формационных комплексов соответствующего возраста. Здесь не отмечаются резкие обособления тектонических зон в эпохи проявления тихоокеанских фаз складчатости, а выделяются только структурные этажи, которые по возрасту коррелируются с тихоокеанскими (см. рис. 23). Так, нижний структурный этаж в геосинклинальных зонах альпийских областей представлен преимущественно нижнеюрско-нижнемеловым формационным комплексом, отвечающим начальной стадии развития геосинклинали. Средний формационный комплекс охватывает преимущественно отложения позднего мела — раннего палеогена; он связывается с проявлениями частных инверсий, т. е. отвечает средней стадии развития геосинклиналей этой области. Молассовые формационные комплексы заключительной стадии, такие как олигоцен-неоген-антропогеновый комплекс Предкавказья (табл. 11), повсюду начинают собой тектонические комплексы орогенных впадин (см. рис. 7, 8, 20, 24). Последние развиваются на всех более древних тектонических комплексах, а также на срединных массивах складчатых областей и на прилегающих к ним плитных комплексах.

Возраст тектонических зон, различный даже в пределах одной и той же области, изменяется обычно скачкообразно, за счет появления в разрезе дополнительного осадочного или магматического формационного комплекса. Тектонические зоны, сложенные осадочными и магматическими формационными комплексами, имеют только одну четкую возрастную границу, которая более или менее ясно устанавливается по наличию несогласий в основании вышележащего формационного комплекса, перекрывающего разные тектонические зоны. В рассмотренных нами примерах Кавказа и Предкавказья таковым является олигоцен-неоген-антропогеновый формационный комплекс (см. рис. 7, 8, 20, 24). По несогласиям в основании этого комплекса определяется, в частности, возраст всех главных (альпийских) фаз складчатости данной области. Таким образом, между возрастом формационных и тектонических комплексов имеется принципиальное различие. Возраст формационных комплексов — это стратиграфический объем соответствующих структурных этажей, отделенных друг от друга поверхностями несогласного залегания, или перерывами. Об этом свидетельствуют все приведенные здесь формационные разрезы различных областей: Кавказа, Предкавказья, юга европейской части и Северо-Востока СССР, а также Средней Азии (см. рис. 7, 8, 11, 19—22, 24). Формационные комплексы снизу и сверху почти всегда ограничены четкими стратиграфическими границами, благодаря чему эти комплексы, как правило, используются в качестве официальных литостратиграфических единиц (см. табл. 8).

Возраст тектонических комплексов, или зон (см. рис. 28—30), повсеместно более или менее четко датируется лишь сверху — по поверхности главных несогласий, связанных с проявлением так называемых главных фаз складчатости. Эпоха проявления этих складчатостей — это время проявления латеральной, а не вертикальной, зональности в структуре земной коры, образования разновозрастных тектонических зон. По-видимому, по этой причине тектонические комплексы в отличие от формационных не всегда могут использоваться как геостратиграфические подразделения определенного объема, как стратиграфические структурные

Разноранговые элементы Земли в Краснодарском опорном разрезе Кавказа и Предкавказья

Ранговая шкала*		Структурные элементы Краснодарского профиля (примеры)			
Группа	Виды	Структурные этажи	Формации и тектонические зоны	Тектонические формы	Перерывы и несогласия
Формационная	<i>Геоформации</i>	Майкопский подэтаж	Нижняя моласса, верхняя моласса (рис. 7, 8)	Антиклинальные и синклинальные зоны краевого прогиба	Адыгейская и другие фазы
	<i>Формационные комплексы</i>	Олигоцен-неоген-антропогеновый комплекс формаций Скифской плиты и краевого прогиба (рис. 7, 8, 20)		Западно-Кубанский краевой прогиб (рис. 7)	Фазы главной складчатости Бол. Кавказа
Геоструктурная	<b>Тектонические комплексы</b>	Альпийский этаж Бол. Кавказа, Азово-Кубанской впадины, Скифской плиты (рис. 24, 37)	Черноморская впадина, зона южного склона Бол. Кавказа, передовой прогиб, альпийская плита (рис. 24, 37)	Черноморская впадина, Новороссийский синклинорий, Азово-Кубанская впадина (рис. 20)	Альпийский цикл фаз складчатости
	<b>Слоп земной коры</b>	Чехлы платформ (рис. 24, 37)		Индоло-Кубанская система прогибов	Мегацикл
	<b>Геоструктурные области</b>	Складчатая область Бол. Кавказа, Скифская платформа, Европейская платформа			

\* Полную ранговую шкалу структурных элементов Земли см. на рис. 62 и в табл. 24.

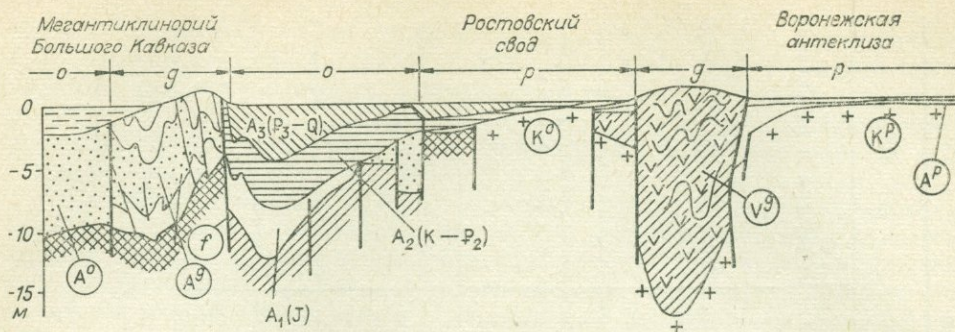


Рис. 24. Латеральная структурная зональность земной коры и тектонические комплексы на схематическом профиле по линии Большой Кавказ — Воронежская антеклиза. По К. Н. Кравченко и И. Н. Полкановой (Тектоническая карта юга СССР, 1975). Индексы разновозрастных формационных и тектонических комплексов (структурно-формационных подразделений) те же, что на рис. 21. Структурные зоны (тектонические комплексы разного типа) обозначены буквами: *p* — плитные, *o* — орогенные, *g* — геосинклинальные; *f* — зоны глубинных разломов.

этажи, отвечающие определенным этапам тектонической истории крупной области. В региональных стратиграфических схемах (см. табл. 8) конкретные тектонические комплексы тоже рассматриваются как предельно крупные официальные литостратиграфические единицы. Такие единицы чаще всего не имеют нижней возрастной границы и соответственно называются комплексами основания, или комплексами фундамента (Международный... справочник, 1978).

Итак, в результате последовательного «соединения» разновозрастных осадочных и магматических формационных комплексов в структуре земной коры появляются принципиально новые (зонально-этажные, а не просто стратиграфические) тектонические единицы, начинающие собой следующую ранговую группу структур Земли.

## ГЕОСТРУКТУРНАЯ ГРУППА ЭЛЕМЕНТОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

### ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ КАК ИСХОДНЫЕ ЕДИНИЦЫ ЗОНАЛЬНО-ЭТАЖНОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Понятие о тектонических комплексах прочно вошло в геотектоническую литературу после работ главным образом Н. П. Хераскова (1967), Н. С. Шатского (1965), А. А. Богданова (1976), М. В. Муратова (1963, 1975), А. Л. Яншина (1966) и др. Проблема расчленения земной коры на тектонические комплексы возникла в основном в связи с созданием так называемых общих тектонических карт для отдельных стран и континентов.

Используемый нами термин «тектонические комплексы» (синонимы: структурные комплексы, тектонические зоны, тектонические единицы) заимствован из работ А. А. Богданова (1976), который еще в 1963 г. писал о том, что чехол Европейской, Сибирской и других платформ «распадается на ряд крупных структурных комплексов, соответствующих комплексам 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 (Богданов и др., 1963, 1972) нет ясно сформулированного (словесного) определения понятия «тектонический комплекс». Но содержание этого понятия вполне очевидно из контекста тех работ, где имеются прямые указания на конкретные обозначенные данным термином объекты. Таким образом, *в геотектонику понятие о тектонических комплексах, как и многие другие, введено остенсивным путем* (см. гл. 1).

Чтобы представить себе, что такое тектонические комплексы, достаточно указать, например, на то, что в чехле Европейской платформы обособляются плитные тектонические комплексы разного возраста, такие как альпийский, герцинский или варисский и т. д. (рис. 25, см. также рис. 27). После этого каждому геологу, по-видимому, станет ясно, о каких именно объектах здесь идет речь. По латерали указанные плитные комплексы платформ могут переходить в разновозрастные тектонические комплексы другого типа, такие как Днепровско-Донецкая впадина или миогеосинклинальный комплекс Большого Донбасса (см. рис. 24, 36). 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: альпийский геосинклинальный комплекс южного склона Большого Кавказа, прогибы Закавказской межгорной зоны, тектонические зоны Урала и Предуралья (см. рис. 24, 28) и др. Надо сказать, что 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 (Богданов, 1963, 1976), комплексы чехла (Короновский,

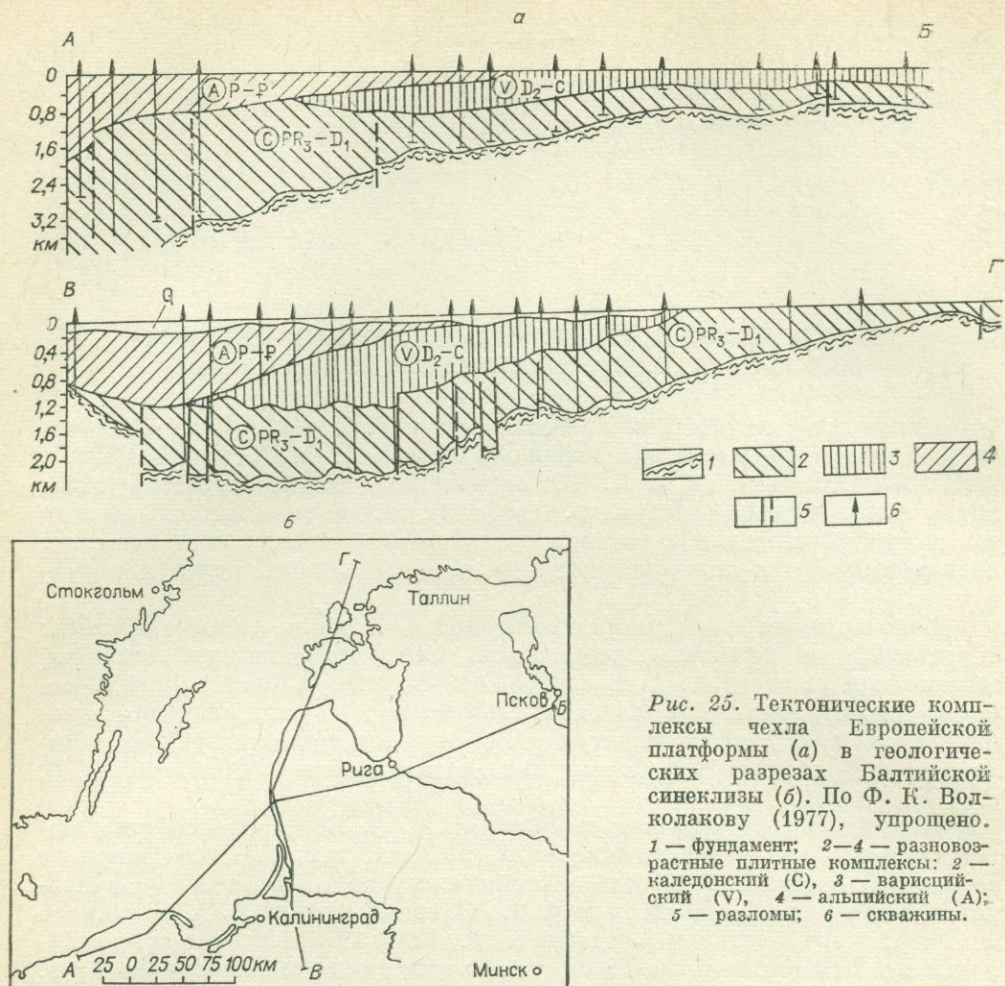


Рис. 25. Тектонические комплексы чехла Европейской платформы (а) в геологических разрезах Балтийской синеклизы (б). По Ф. К. Волколакову (1977), упрощено. 1 — фундамент; 2—4 — разновозрастные плитные комплексы: 2 — каледонский (С), 3 — варисский (V), 4 — альпийский (А); 5 — разломы; 6 — скважины.

1976), структурные ярусы (Спижарский, 1973), ярусы чехла и комплексы складчатых областей (Тектоника Якутии, 1975) и т. д. (см. табл. 5, 6, 8, 12).

История обособления в структуре земной коры названных тектонических единиц началась, по-видимому, более ста лет тому назад, когда Д. Холл (Hall, 1859) установил, что зоны интенсивной складчатости часто совпадают с зонами осадков большой мощности. С этого времени в осадочном слое земной коры фактически стали выделяться ее геосинклинальные комплексы (тектонические зоны), которые с самого начала противопоставлялись плитным, или платформенным, тектоническим комплексам.

Тектонические комплексы, или зоны, почти с самого начала их обособления в качестве элементов горных областей разделялись по их возрасту. Так, Дж. Дэна (Dana, 1873) в Аппалачах выделял досилурийскую горную складчатую систему (хребты Хайленд, Голубой, горы Адирондак), силурийскую систему (Зеленые горы) и посткаменноугольную (Алмганские горы).

К выводу о возможности разделения систем (гор) по возрасту составляющих их тектонических зон несколько позже пришли также М. Бертран (Bertrand, 1897) и Э. Зюсс (Suess, 1883, 1909). Ими высказана и, по-видимому, впервые осуществлена идея разделения всех складчатых сис-

тем Европы по возрасту главной складчатости (возрасту тектонических зон, орогенических циклов) на каледонскую, герцинскую (варисцидскую) и альпийскую.

М. Бертран обратил внимание на то, что разновозрастные тектонические комплексы (системы), слагающие складчатые цепи, в общих чертах весьма сходны по своему внутреннему строению. Это явление представлялось ему как факт, повторяемость которого вполне очевидна и неоспорима. М. Бертран, однако, неоднократно подчеркивал, что горная цепь (складчатая область в целом и слагающие ее тектонические комплексы, или зоны, разного возраста) на самом деле в каждом случае не имеет точного возраста и образование ее растянуто на длительные периоды.

Идея возраста главной складчатости (эпох складчатости) появилась, очевидно, как отражение факта обособления в земной коре последовательно сменяющих друг друга по латерали тектонических комплексов, обладающих разным типом внутреннего строения и разным стратиграфическим объемом. Наличием таких тектонических комплексов в складчатых геосинклинальных областях определяется наиболее важное их свойство — тектоническая зональность.

Отмечая, что чехол Европейской, Сибирской и других платформ также распадается на ряд крупных структурных комплексов, соответствующих тектоническим комплексам окружающих платформу складчатых (геосинклинальных) поясов, А. А. Богданов (1976) называл ряд признаков обособления тектонических комплексов. Главными критериями их выделения считались следующие: каждый структурный, или тектонический, комплекс характеризуется присущим только ему структурным планом, вполне определенными формациями, а также порядками мощностей. Виды тектонических комплексов, согласно А. А. Богданову, обособляются, следовательно, по структурным (форма, размеры, внутреннее строение) и вещественным, т. е. формационным, признакам. По ним А. А. Богданов (1976) еще в 1964 г. в составе чехла Европейской платформ выделит, в частности, два типа тектонических комплексов: 1) нижний (байкальский) комплекс тектонических впадин, или ранних авлакогенов, 2) отложения венда, начинающие собой комплекс палеозойской, или каледонской, плиты, выходящей за пределы ранних впадин.

В чехле Европейской, Северо-Американской и Сибирской платформ выделяются, следовательно, тектонические комплексы (структурные, или тектонические, единицы) не только разного вида, но и разного возраста: байкальские, каледонские, варисцидские, мезозойские и кайнозойские. Геосинклинальные комплексы и комплексы тектонических впадин показывались А. А. Богдановым (1963, 1976) также на схемах тектонического районирования ряда складчатых областей, например Центрального Казахстана. В процессе изучения региональной тектоники складчатых областей Центрального Казахстана, Средней Азии и Кавказа выяснилось также, что помимо перечисленных выше тектонических комплексов разного типа и возраста на общих тектонических картах необходимо выделять еще линейные тектонические зоны особого типа, получившие название «глубинные разломы».

Тектонические зоны, или комплексы, разного типа, согласно А. А. Богданову (1976), выделяются на основе характерных структурных и петрографических признаков. В качестве примера таких тектонических зон им назывались зеленокаменная и другие зоны Урала, а также зоны Перуанских Анд (см. рис. 28, 29). «Выделение подобных тектонических зон,— писал в 1961 г. А. А. Богданов (1976, с. 181—182),— является одним из самых ценных результатов региональных тектонических исследований, находящих, в частности, выражение и на составляемых региональных тектонических картах.»

Тектонические единицы подобного рода, вероятно, могут рассматриваться как элементарные, или исходные, структурные подразделения

земной коры. Они залегают друг на друге с частичным или полным перекрытием. Образованная ими слоисто-чешуйчатая (зонально-этажная) структура земной коры так или иначе показывается на всех тектонических картах, составленных по принципу возраста главной складчатости (Богданов, 1976; Тектоника Евразии, 1966; Тектоника Европы, 1964; Тектоника Европы..., 1978; и др.). Эти возрастные категории в отличие от подразделений региональной и единой стратиграфической шкалы в разных районах, как известно, могут иметь существенно различный стратиграфический объем. Они отражают не столько стратиграфические объемы выделяемых в земной коре тектонических единиц, сколько последовательность в их расположении относительно друг друга. Качественные различия в формационном составе и структуре тектонических комплексов разного возраста в общих чертах выявлены уже давно. Они обусловлены, очевидно, общей вертикальной расслоенностью вещества земной коры и латеральной структурной дифференцированностью каждого ее слоя (см. рис. 30, 31, 33, 36—41).

### Структурные группы тектонических комплексов

За основу принятого в данной работе деления тектонических комплексов на группы по их внешней форме и внутренней структуре взяты выделенные ранее опытным, или эмпирическим, путем наиболее часто встречающиеся разновидности рассматриваемых единиц: 1) плитные комплексы — это комплексы плит по А. А. Богданову (1976); 2) геосинклинальные комплексы примерно соответствуют главным геосинклинальным комплексам в понимании Н. П. Хераскова (1935—1948 гг.), М. В. Муратова (1963) и др.; 3) комплексы орогенных впадин и глыб, или орогенные комплексы, — это межгорные прогибы и впадины, а также тектонические впадины или авлакогены А. А. Богданова (1976), М. Ф. Мирчинка и А. А. Бакирова (1951), Н. С. Шатского (1965) и др.; 4) комплексы, или зоны, глубинных разломов — это глубинные разломы по А. В. Пейве (1956) и др. (табл. 12). Комплексы этих четырех структурных групп лежат в основе объемного расчленения всех крупных участков земной коры, обособляемых на континентах как древние и молодые платформы, складчатые и рифтовые области (см. табл. 16, 18).

В каждой из четырех эмпирически обособленных групп тектонических комплексов геологические формации образуют некоторую объемную «структурную решетку». Последняя, как правило, четко отличается как по своей форме, так и по внутреннему строению от структурных решеток всех других типов тектонических комплексов. Эти различия между структурными группами комплексов находят отражение прежде всего в их пространственных параметрах.

Сравнение объемных размеров упомянутых выше групп тектонических комплексов ясно указывает на то, что разные по своей структурной принадлежности комплексы не различаются по какому-либо отдельно взятому линейному размеру, например по длине или ширине, а также мощности, или глубине проникновения в земную кору. Каждый из этих параметров у комплексов всех четырех обособленных групп может быть в частном случае одинаковым. Но различными у всех групп тектонических комплексов оказываются некоторые многомерные их параметры, такие как длина комплекса, взятая относительно его ширины и высоты, или мощности (табл. 13). Это дает возможность использовать для характеристики структурных различий между группами тектонических комплексов некоторую общую меру — зональную плотность тектонических комплексов, под которой понимается:  $P = h^2/l_s$ , где  $P$  — зональная формационная плотность тектонических комплексов,  $l$  — длина комплексов,  $s$  — их ширина, а  $h$  — высота, или мощность. Использование этой (или ка-

## Терминология и региональные примеры основных структурных разновидностей тектонических комплексов земной коры

Структурные группы комплексов	Близкие понятия и синонимы	Примеры	
Сложные комплексы	Плитные ( <i>p</i> )	Комплексы плит (Богданов, 1976), плитные платформенные комплексы (Гарецкий и др., 1977), плитный чехол (Хаин, 1977), платформенные этажи (Рудкевич, 1969)	Каледонский, варисийский и альпийский плитные комплексы Европейской платформы (рис. 25—27), альпийский комплекс Предкавказья (рис. 24, 37)
	Орогенные комплексы тектонических впадин и глыб ( <i>o</i> )	Комплексы тектонических впадин, авлакогены (Богданов, 1976; Шатский, 1964, 1965), орогенные комплексы, межгорные и краевые прогибы, впадины (Богданов и др., 1972; Муратов, 1975; и др.), межтроговые глыбы и авлакогены (Резанов, Шевченко, 1978)	Комплексы рифейских, или байкальских, тектонических впадин Европейской платформы (рис. 27, <i>a</i> ), межгорные впадины и прогибы Тельской области (рис. 41), зона Главного хребта Бол. Кавказа (рис. 20, 24)
	Геосинклинальные ( <i>g</i> )	Главный геосинклинальный комплекс (Херасков, 1967; Муратов, 1963; Гарецкий и др.; 1977), геосинклинальные комплексы, зоны или прогибы (Богданов и др., 1972), геосинклинальные трюги (Резанов, Шевченко, 1978), интрагеосинклинали (Белоусов, 1976а, б и др. его работы)	Геосинклинальный комплекс Бол. Донбасса (рис. 24), зона южного склона Бол. Кавказа (рис. 37), Тельские геосинклинали в Северном Алжире (рис. 41)
Разломы	Глубинных разломов ( <i>f</i> )	Структурные линии (Николаев, 1933), глубинные разломы (Пейве, 1956; Богданов и др., 1972), шовные зоны (Милановский, 1962)	Тырныауз-Пшекишская зона Кавказа, Иртышская зона Алтая, Чингизский, Талассо-Ферганский и другие разломы Средней Азии (рис. 21, 33), глубинные разломы Урала (рис. 28)

кой-нибудь другой) общей меры в структурных характеристиках тектонических комплексов в дальнейшем, может быть, явится необходимым условием для перехода к количественным методам разделения тектонических комплексов на структурные группы разного типа. В настоящее время, однако, возможна лишь качественная характеристика перечисленных выше структурных групп тектонических комплексов.

## Плитные комплексы

Плитные тектонические комплексы характеризуются формой и размерами, которые в значительной степени, вероятно, определяются наличием в их составе типичных так называемых плитных, или платформенных формаций в понимании Н. С. Шатского, Ю. А. Косыгина, А. В. Пейве и др. (1951). Такие формационные единицы 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, или фаций, в вертикальном разрезе. Мощность каждого плитного комплекса по сравнению с его длиной и шириной очень незначительна (см. табл. 13).

Примерные размеры (в км) тектонических комплексов земной коры и определенный по ним порядок значений их зональной плотности (по формуле  $P=h^2/l_s$ )

Структурные группы		Примеры	Длина (l)	Ширина (s)	Мощность (h)	Зональная плотность (P)
Слоистые комплексы	Плитные комплексы (p)	Западно-Сибирская плита Альпийский плитный комплекс юга европейской части СССР	2000 2200	1300 900	3 3	3 <sup>-6</sup>
	Комплексы орогенных впадин и глыб (o)	Байкальская впадина Минусинский прогиб Саяно-Алтайской складчатой области	600 200	40 150	4 4	5 <sup>-4</sup>
	Геосинклинальные комплексы (g)	Геосинклинальная зона южного склона Бол. Кавказа Калбинско-Новосибирская геосинклиналь Тельская геосинклиналь Северного Алжира	1000 1200 900	100 120 100	15 15 12	2 <sup>-3</sup>
Разломы	Комплексы глубинных разломов (f)	Тырнауазская повная зона Бол. Кавказа Чингизский и Талассо-Ферганский разломы Казахстана Иртышская зона смятия в Горном Алтае	300 600 400	10 10 10—15	30 30 30	2 <sup>-1</sup>

Платформенные, или плитные, формации, согласно описаниям Н. П. Хераскова (1967), В. М. Цейслера (1977) и многих других ученых, отличаются от формаций геосинклинальных и орогенных комплексов в большинстве случаев тем, что у плитных формаций помимо исключительной выдержанности фаций и мощностей преобладают малые и умеренные мощности, чаще наблюдаются региональные перерывы. Иными словами, плитные комплексы часто отличаются от других по внутренней формационной структуре (см., например, рис. 7 и 37).

Плитные тектонические комплексы в настоящее время выделяются на многих древних и молодых платформах (Спичарский, 1973; Тектоника Якутии, 1975; Богданов, 1976; Тектоника Европы..., 1978; и др.). Правда, называются плитные комплексы, как это видно из табл. 12, у разных авторов по-разному.

Выбор тектонотипов для плитных тектонических комплексов разного вида, как и для всех других крупных структурных элементов земной коры, кроме всего прочего, определяется, очевидно, состоянием изученности земных недр на данном этапе и доступностью этого материала. Поэтому рассматриваемые нами примеры типов тектонических единиц не следует принимать в качестве раз и навсегда заданных структурных эталонов. Тектонотипами плитных комплексов в настоящее время могут служить разновозрастные тектонические комплексы чехла Европейской платформы и обрамляющих ее с юга Средне-Европейской, Скифской и Туранской плит (см. рис. 21, 25, 27, 36, 37, 42). Здесь выделяются плитные комплексы нескольких тектонических циклов: каледонского (венд — нижнедевонский комплекс), вариссийского, или герцинского (средний девон — нижний триас), и альпийского (верхний триас — антропогенный комплекс).

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

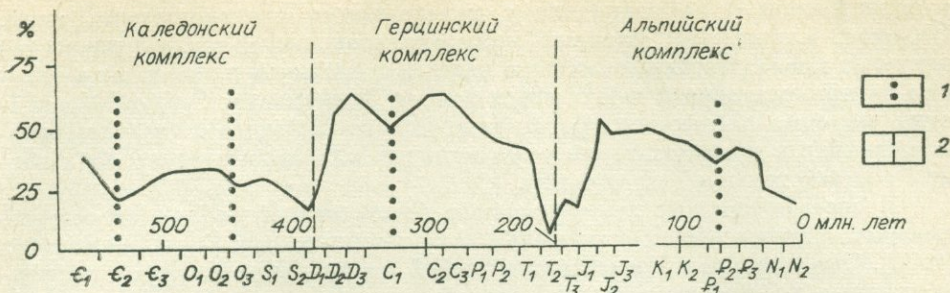


Рис. 26. Характер связи тектонических и формационных комплексов с изменениями площади осадконакопления на примере Европейской платформы. Изменения площади осадконакопления для фанерозоя даны в % к общей площади платформы по А. Б. Ронову, А. А. Мигдисову и Н. В. Барской (1969 г.).

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

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 (рис. 26), построенном по изменениям площади осадконакопления в процентах к общей площади платформы.

Пространственная обособленность плитных комплексов, или их зональность, видна также в ряде конкретных опорных разрезов, представленных на рис. 25, 27 и 42. Так, каледонский плитный комплекс Европейской платформы (на рисунках он обозначен индексом С) занимает западную и центральную части платформы. Варисский, или герцинский, плитный комплекс (индекс V на тех же рисунках) связан с большой среднепалеозойской трансгрессией, которая пространственно (по площади

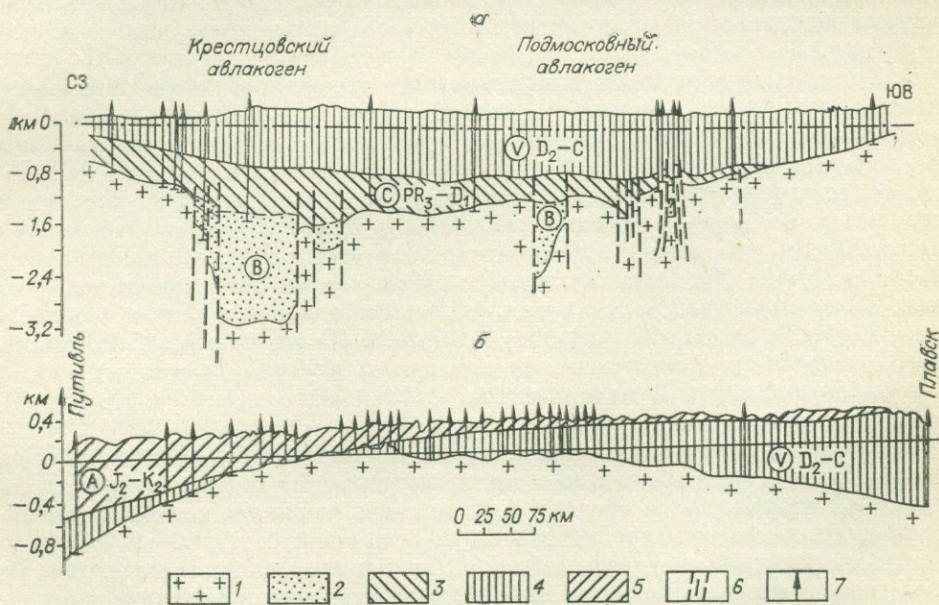


Рис. 27. Тектонические комплексы в разрезах чехла Европейской платформы (а — через Московскую синеклизу по профилю Новосиль — Зубцов — Валдай, составленному В. Г. Петровым; б — через северо-западную часть Воронежской антеклизы (Тектоника Европы, 1978)).

1 — кристаллический фундамент; 2 — байкальский (рифейский) комплекс тектонических впадин, или авлакогенов; 3 — каледонский (венд-нижнедевонский), 4 — варисский (герцинский, средний девон — пермский), 5 — альпийский плитные комплексы, 6 — разломы; 7 — скважины.

распространения) не совпадала с каледонскими трансгрессиями моря. Наконец, альпийский плитный комплекс осадочного чехла (индекс А) занимает преимущественно южную часть Европейской платформы и заходит на прилегающие к ней с юга и запада Скифскую и Средне-Европейскую молодые платформы. Часть альпийского плитного комплекса, расположенная в пределах территории молодых платформ представлена чехлом соответствующей платформы.

В составе каждого тектонического комплекса обособляются так называемые циклы общих колебаний 2-го порядка, по В. В. Белоусову (1976). Эти элементы представляют собой структурные этажи, или формационные комплексы разного возраста, примеры которых показаны на рис. 7, 12, 21, 22, 24, 26, 37 и 42. В составе герцинского плитного комплекса Европейской платформы таких этажей, например, имеется три: нижний ( $D_2^2 - C_2^1$ ), средний ( $C_2^1 -$  начало уфимского яруса) и верхний (начало татарского яруса перми — триас). Формационные комплексы являются, как это видно на указанных рисунках, крупнейшими этажными структурными элементами тектонических комплексов разного состава и строения.

### *Орогенные комплексы* (комплексы тектонических впадин и глыб)

Орогенные тектонические комплексы в складчатых и рифтовых областях выделяются под названием тектонические впадины, или орогенные (молассовые) прогибы. На древних и молодых платформах их обособляют в качестве платформенных тектонических впадин, или авлакогенов (см. рис. 27). Осадочные орогенные комплексы представлены относительно мощными толщами, заполняющими 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 в 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, Таджикская депрессия и т. д. Они показаны в том или ином виде на рис. 7, 11, 20, 21, 24, 27—29, 36, 38, 39 и 43. По мнению А. А. Богданова (1976), например, превосходными примерами краевых орогенных впадин (прогибов) являются Предверхооянский мезозойский прогиб и Предуральская верхнепалеозойская система впадин.

Для орогенных прогибов и впадин в целом характерно преобладание обломочных и грубообломочных континентальных отложений, резкая фациальная изменчивость осадков и мощностей, а также преобладание наземных вулканогенных серий в составе межгорных впадин.

В структуре складчатых областей тектонические комплексы орогенных (межгорных) впадин и прогибов стали выделяться практически одновременно с обособлением в них геосинклинальных комплексов.

Среди орогенных тектонических впадин в складчатых областях уже давно различают наложенные и унаследованные их типы, дейтероорогенные и протоорогенные комплексы, по К. В. Боголепову (1969).

Понятие о наложенных тектонических впадинах впервые введено в литературу в 1938 г. Н. С. Шатским (1965) в ходе анализа структур Центрального Казахстана. Наложенные тектонические впадины (мульды)

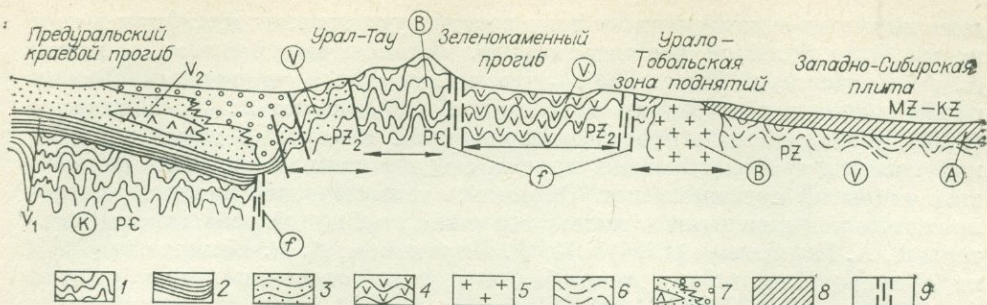


Рис. 28. Тектонические комплексы (зоны) и глубинные разломы в структуре складчатой области Урала и Предуральского прогиба. По схеме О. А. Мазаровича (1976).

1 — метаморфические комплексы фундамента, платформы и Урал-Таяуской зоны; 2 — платформенные отложения палеозоя чехла Европейской платформы; 3 — миогеосинклинальный комплекс верхнего докембрия и палеозоя западного склона Урала; 4 — эвгеосинклинальный комплекс нижне-среднего палеозоя; 5 — палеозойские гранитоиды; 6 — палеозойский геосинклинальный комплекс Урало-Тобольского антиклинория и фундамента Западно-Сибирской платформы; 7 — эвгеосинклинальная моласса Предуральского прогиба; 8 — мезозойско-кайнозойский плитный комплекс (платформенный чехол); 9 — глубинные разломы. Индексами в кружках на рисунке обозначены тектонические комплексы разного возраста: К — карельские, В — байкальские, V — варисийские (герцинские), А — альпийские, f — глубинные разломы; стрелками обозначены латеральные границы тектонических комплексов.

широко распространены в этой складчатой области. 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 в этой области на размытой поверхности различных складчатых образований фундамента (глубокого докембрия, ордовика и силура) с резким, в том числе и азимутальным, несогласием, как это показано на рис. 12.

Тектонические впадины, как комплексы особого типа, были сначала обнаружены и выделены в качестве элементов в складчатых и рифтовых областях (межгорные прогибы и впадины), потом — на молодых платформах (промежуточные между фундаментом и чехлом комплексы) и в последнюю очередь — на древних платформах (впадины, или авлакогены, расположенные в основании осадочного чехла, под плитными комплексами). Поэтому наличие орогенных тектонических комплексов во всех типах геоструктурных областей земной коры некоторое время не признавалось многими исследователями.

Независимое от древних и молодых платформ, складчатых и рифтовых областей расположение в земной коре комплексов орогенных впадин первоначально, видимо, было установлено как факт миграции краевых или передовых прогибов в сторону платформы и внутрь соседней складчатой области.

Вследствие этого «смещения» различные части краевых орогенных прогибов в целом характеризуются резко различной структурой своего основания. Системы межгорных впадин, мигрируя в сторону платформы, могут непосредственно сливаться с такими асимметричными краевыми прогибами, или предгорными впадинами. Н. П. Херасков (1967) данные прогибы выделил в особый класс тектонических структур, называемых периклинальными прогибами. Исследованиями А. А. Богданова (1976) и многих других ученых реальность развития подобных периклинальных прогибов подтверждена к северу и особенно к югу от Урала, а также в других пограничных с платформами областях (см., например, рис. 13).

На древних и молодых платформах орогенные тектонические комплексы, или тектонические впадины, стали выделяться сравнительно недавно в связи с развитием там глубокого бурения. Факт наличия в пределах платформ тектонических комплексов этого типа был признан не сразу и далеко не всеми исследователями. Обнаружение опорными скважинами

тектонических единиц данного типа в структуре древних платформ в свое время было большой неожиданностью. «Кто бы мог подумать, — писал А. А. Богданов (1976, с. 203), — что южная часть территории Москвы расположена над глубоким грабеном...» По мнению А. А. Богданова (1976), установление в пределах Европейской платформы узких и глубоких древних грабенообразных впадин следует считать одним из важнейших открытий последних лет. Орогенные тектонические впадины, расположенные под плитными комплексами чехла этой платформы, впервые описаны А. А. Бакировым (1954) и М. Ф. Мирчинком, А. А. Бакировым (1951) на примере Пачелмского прогиба, что дало основание, как считает А. А. Богданов (1976), Н. С. Шатскому в 1952—1955 гг. приступить к созданию своей теории авлакогенов.

Со времени открытия рифейских (байкальских) орогенных впадин в чехле Европейской платформы (одна из них показана рис. 27, а) начинается коренной пересмотр тектоники древних платформ. На основе данных по бурению Н. С. Шатский (1964, 1965) сделал заключение о распространении в пределах Европейской платформы своеобразных глубоких прогибов. Увлеченный, вероятно, идеей отсутствия однотипных тектонических элементов у платформ и складчатых областей, Н. С. Шатский назвал эти тектонические впадины, расположенные на древних платформах, особым термином — «авлакогены». Позже, однако, выяснилось, что подобные тектонические впадины являются одним из главнейших структурных элементов как молодых, так и древних платформ, в пределах которых они возникают на ранних (орогенных) стадиях эволюции платформенной области.

К числу более молодых варисцийских, или герцинских, орогенных тектонических комплексов чехла Европейской платформы относится Днепровско-Донецкий прогиб, который вместе с миогеосинклинальным комплексом прогиба Большого Донбасса был, вероятно, заложен на Сарматском щите в верхнем девоне и вызвал распад его на Воронежскую и Украинскую антеклизы (см. рис. 24 и 36). В последующем (в триасе) над этими герцинскими комплексами сформировался альпийский (поздний мел — палеогеновый) плитный комплекс Украинской синеклизы. Стадия орогенной впадины, или авлакогена, в этом районе, как во многих других, предшествовала плитной стадии — стадии образования в платформенном чехле синеклизы.

Факт широкого распространения орогенных тектонических комплексов в пределах геоструктурных областей разного типа, т. е. независимо от границ древних и молодых платформ, а также складчатых и рифтовых областей, по сути дела, только начинает находить отражение в монографиях по общей геотектонике. В. В. Белоусов (1976, с. 152), например, сравнивая тектонические режимы молодых и древних платформ, замечает, что в основании разреза Восточно-Европейской платформы также имеются признаки того, что эта платформа начала формироваться с аналогичной стадии образования грабенов. Можно думать, что стадия грабенообразования вообще является предварительной к формированию платформ. Между тем С. С. Шульцем (1962) несколько ранее было показано единство неоген-четвертичных орогенных впадин на всей территории СССР, вне зависимости от возраста предшествующих геосинклинальных этапов (возраста платформ и складчатых областей). Строение этих орогенных впадин, заполненных неоген-четвертичными молассовыми комплексами, в настоящее время достаточно хорошо изучено в ряде областей на юге СССР. От Тянь-Шаня и Казахстана полоса указанных орогенных впадин прослеживается вплоть до побережья Тихого океана, пересекая складчатые и рифтовые области разного возраста, а также молодые и древние платформы. Поэтому несовпадение площадей распространения молассовых котловин и грабенов, заполненных молассовыми комплексами мезо-

зой и палеозой с соответствующими геосинклинальными областями, считается широко распространенным явлением.

Помимо орогенных впадин и котловин, выполненных осадочно-вулканогенными комплексами, к группе орогенных тектонических комплексов, по-видимому, следует относить некоторые массивы и глыбы, четко обособляемые в структуре рифтовых и складчатых областей, а также в фундаменте древних и молодых платформ (см. рис. 24, 36, 37, 43). Тектонические комплексы такого рода выделяются под разными названиями. Их чаще называют микрократонами, срединными массивами, блоками, малыми платформами (Муратов, 1975; Докембрий континентов, 1977, 1978; Чиков, 1978; и др.). Е. В. Павловский (1962), вероятно, первым предложил выделять по наличию этих элементов в фундаменте древних платформ так называемые «протоплатформы».

Данных для детального обоснования внутренней структуры этих комплексов орогенных массивов, или глыб, а также установления характера связи их со смежными тектоническими комплексами недостаточно. Тем не менее орогенные глыбы, массивы и блоки обособлялись как самостоятельные элементы еще на первых этапах расчленения складчатых областей и архейских толщ земной коры (Naug, 1900; Архангельский, 1944; и др.). Примерами древних орогенных массивов могут служить «блоки» и «кратонические ядра», выделяемые на юге Африки. К ним здесь относятся Трансваальский, Родезийский, Танзанийский и другие массивы.

В складчатых областях фанерозоя к комплексам орогенных глыб, или массивов, относятся фундаменты срединных массивов, а также те срединные массивы, на которых складчатый чехол отсутствует. К ним же принадлежат, вероятно, выходы древних глыб в ядрах крупных антиклинорий типа Большого Кавказа, т. е. так называемые межтроговые глыбы (Резанов, Шевченко, 1978).

### *Геосинклинальные 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; Тектоника континентов и океанов, 1976; 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, или континентах, как их тогда называли. Концепция о мощном накоплении осадков в погружающихся прогибах с последующими процессами горообразования в этих зонах, как известно, была выдвинута Дж. Холлом (Hall, 1859).

Развивая эти идеи, Дж. Дэна (Dana, 1873) обозначил зоны, где отлагаются осадки особенно большой мощности и где впоследствии образуются горы, термином «геосинклиналь». Г. Штилле (1964) затем уточнил понятие о таких геосинклинальных тектонических зонах, отметив, что целиком смятыми в складки оказываются лишь палеобассейны небольших размеров, а при определенных обстоятельствах толщи горных пород большой мощности на значительных расстояниях остаются почти не нарушенными.

Понятие «геосинклинальная зона», или «геосинклиналь», следовательно, первоначально отражало факт такого увеличения мощности осадочных толщ в горных складчатых сооружениях по сравнению со смежной равниной, которое сопровождается появлением «складчатых» зон, т. е. характеризуется внутренним изменением структуры и внешней фор-

мы тектонических объектов данного ранга. Геосинклинальные тектонические зоны, как отмечал еще Дж. Дана, в структуре дневной поверхности могут быть представлены разными формами — синклиниями и антиклиналиями, образующими некоторые системы.

Структурные критерии с самого начала были основными признаками, по которым обособлялись и противопоставлялись геосинклинальные и плитные тектонические комплексы, или зоны. Именно в таком структурном смысле, а не как некая вещественная единица, был введен в науку термин «геосинклиналь». Первым эталоном геосинклиналей в этом классическом понимании был палеозойский геосинклинальный комплекс отложений в Аппалачских горах.

Несколько лет спустя французский геолог Э. Ог (Houg, 1900) ввел уже разделение всей земной коры на два типа: 1) континентальные площади, где доминируют плиты; 2) складчатые горные цепи, которые считались местом широкого развития геосинклинальных прогибов и потому тоже стали именоваться геосинклиналями, но в более широком смысле этого слова.

Использованный первоначально для обозначения тектонических зон, структурно отличающихся от соседних плитных комплексов (по мощности осадочных толщ и по их внутренней структуре), термин «геосинклиналь» впоследствии оказался многозначным, а в некоторых случаях — практически полностью подмененным рядом других понятий, неполный перечень которых можно найти в справочниках по тектонической терминологии.

Множественная подмена понятий, установленных при оперировании с объектами, введенными в науку первоначально остенсивным, т. е. опытным, путем, по мнению В. В. Грузы (1977), является одной из основных причин большой неопределенности современного геологического языка. Она объясняется тем, что в ходе развития представлений об объектах такого рода разными авторами делаются различные высказывания. В дальнейшем всем этим высказываниям (например, о преобразовании геосинклинальных прогибов в горную страну) необоснованно приписывается функция дефиниции, т. е. определения исходного термина, обозначающего объект исследования. Последний после подобных «преобразований» нередко становится исключительно многозначным и к внесистемному (в отрыве от конкретного текста, конкретной системы рассуждений) употреблению практически непригодным. Такая участь, очевидно, постигла многие геологические термины, в том числе и термин «геосинклиналь». В результате это слово превратилось, по образному выражению Л. Дюбертре (1966, с. 54), «в маску, за которой скрывается отсутствие у нас знаний».

В настоящее время, как известно, использовать термин «геосинклиналь» без пояснения его смысла невозможно. В современной геологической литературе этот термин имеет много значений, из них наиболее распространены два. Геосинклиналь в широком смысле слова — это то же, что и геосинклинальная область А. Д. Архангельского (1941), Н. С. Шатского (1964) и др.; в узком смысле слова — это внутренняя геосинклиналь какой-нибудь конкретной складчатой области, или ее геосинклинальная тектоническая зона, отвечающая частному геосинклинальному прогибу, или интрагеосинклинали, в понимании В. В. Белоусова (1976) и др. Тем не менее понятие «геосинклиналь» (как в широком, так и в узком смысле) по своему происхождению является понятием структурным. Об этом писали многие ученые. Ю. М. Шейнманн (1955, с. 24), в частности, утверждал, что геосинклиналь — это прежде всего структура. Рассматривая историю этого понятия, Ю. М. Шейнманн отмечал, что мы часто употребляем термин «геосинклиналь», но вкладываем в него разное содержание, а иногда игнорируем первоначальное значение этого понятия. У всех создававших на первых порах это понятие оно означало зону опускания (Hall, 1859; Dana, 1873; Haug, 1900), которая противопос-

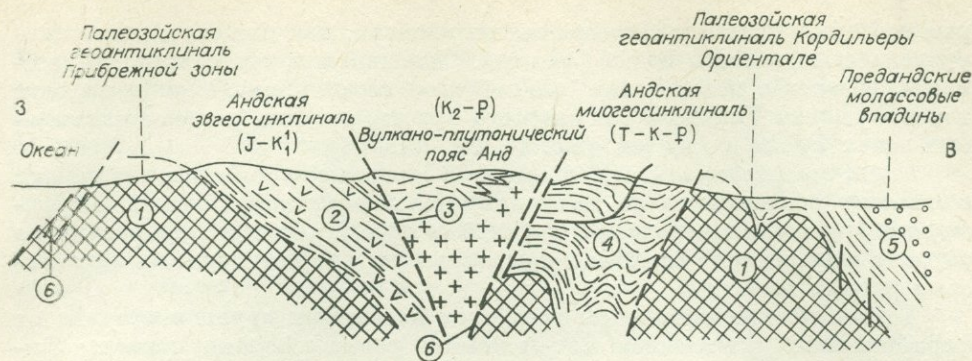


Рис. 29. Главные тектонические зоны (комплексы) Перуанских Анд. По А. А. Богданову (1976).

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

тавлялась зонам поднятия, где мощность соответствующих комплексов отложений была незначительной. Следовательно, геосинклинальные комплексы, или зоны, с самого начала были выделены как структурные антиподы тех осадочных комплексов, которые развиты на геосинклинальных поднятиях, в чехлах срединных массивов и платформ, т. е. как антиподы плитных комплексов и комплексов орогенных впадин, расположенных на срединных массивах. Поэтому термин «геосинклинальные комплексы» в данной работе используется для обозначения именно тех тектонических зон, которые по указанным еще в конце прошлого века параметрам (мощности толщ, соотношенной с площадью их выходов в данной структурной зоне) четко отличаются как от плитных, так и от орогенных комплексов (см. табл. 13).

По сути дела, именно этот структурный признак геосинклинальных зон является одним из основных, если только не главным, во всех определениях понятия «геосинклиналь» в классическом первоначальном смысле этого термина. По заключению целого ряда геологов (Шейнманн, 1955; Шатский, 1964, 1965; Муратов, 1975; Косыгин, 1969; Богданов, 1976; и др.), тектонические комплексы геосинклинальных зон отличаются от плитных и орогенных комплексов заметно повышенной мощностью формаций и более ясно выраженной их линейностью. Последняя проявляется не только в конфигурации геосинклинальных комплексов, или прогибов, представленных очень часто сравнительно узкими и глубокими прогибами, но и в особом типе пространственного расположения формаций, которые обычно смяты в сложные складки (рис. 29; см. также рис. 20, 24, 28, 36, 37). По простиранию в этих комплексах, как правило, наблюдается большая выдержанность состава осадков и порядка мощностей, а вкрест простирания фации и мощности отложений резко меняются.

Н. П. Херасков (1967), например, отмечает такие важные признаки геосинклинальных комплексов (миогеосинклинальных зон): крупные фациальные изменения на коротких расстояниях и большие литологические различия между смежными свитами, значительную выдержанность фаций и мощностей вдоль простирания комплекса, наличие мощных толщ осадков, относительную редкость региональных перерывов и частую встречаемость локальных.

К числу наиболее изученных тектонических комплексов, или зон, геосинклинального типа относится достаточно подробно охарактеризованная в опубликованной литературе геосинклинальная зона южного склона Большого Кавказа (Милановский, Хаин, 1963; Геология..., 1976). К та-

ким геосинклинальным складчатым комплексам, как известно, часто приурочена складчатость общего смятия. Складчатость этого типа, в частности, развита в мезозойском (альпийском) геосинклинальном комплексе южного склона Главного Кавказского хребта, а также в геосинклинальных зонах Урала и Анд (см. рис. 24, 28, 29).

Итак, *геосинклинальные, орогенные и плитные группы тектонических комплексов различаются по их структурным характеристикам. Структурные группы тектонических комплексов обособляются в виде разных по форме и внутреннему строению тел, сложенных формационными комплексами разного возраста.*

Тектонические комплексы всех трех названных групп в отличие от формационных комплексов не являются региональными стратиграфическими единицами в строгом смысле слова, но могут залегать друг на друге с частичным или полным перекрытием. Это позволяет разделять все комплексы по критерию последовательности в залегании на альпийские, варисийские, каледонские и т. п. возрастные группы, а также обособлять по этому признаку возрастные их триады, состоящие из последовательно перекрывающих друг друга геосинклинальных, орогенных и плитных комплексов, как это делает В. А. Соловьев (1975) и многие другие геологи, выделяющие соответствующие стадии развития в платформенных и складчатых областях.

Изучение формационных и геоструктурных опорных разрезов земной коры (некоторые из них приведены в гл. III и IV данной книги), однако, показывает, что реальные соотношения между геосинклинальными, орогенными и плитными комплексами не всегда соответствуют простой схеме их последовательного перекрытия. Помимо названных «слоистых» тектонических комплексов на всех геоструктурных разрезах в виде элементов строения конкретных областей земной коры ясно обособляются (см. рис. 24, 27—29, 36) исключительно зональные тектонические единицы, уже давно получившие общее название «дизъюнктивы», «разломы» или «глубинные разломы». Последние выделяются в качестве объемных структурных элементов не только при расчленении отдельных слоев земной коры на тектонические комплексы разного типа и возраста, но и при обособлении в структуре Земли ее глобальных элементов, т. е. дизъюнктивы, или разломы в широком смысле слова, по их рангам так четко, как слоистые элементы земной коры, не разграничиваются. Отсюда возникает проблема определения их места в общей системе рассматриваемых здесь тектонических единиц.

#### *Глубинные разломы, их ранговая соподчиненность и общая классификация*

Основателем учения о крупных глубинных разломах земной коры — линеаментах — принято считать, как об этом пишет В. Е. Хаин (1964), американского геолога У. Хоббса (Hobbs, 1911), 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, названные Хоббсом в 1904 г. линеаментами, долгое время не находили признания у геологов. Лишь тридцать с лишним лет спустя геологи и тектонисты Р. Зондер, Г. Клосс, А. В. Пейве, А. Н. Заварицкий, Н. С. Шатский, Г. Штилле и многие другие вернулись к идеям Хоббса о линеаментах и дали, по свидетельству В. Е. Хаина (1964), мощный толчок развитию еще одного направления в геотектонике.

В нашей стране уже в 30-х годах в Центральном Казахстане и на Алтае геологи выделяли узкие и весьма протяженные системы дизъюнк-

тивных дислокаций под названием зон дробления и смятия. Некоторые из этих зон в то время рассматривались как шарьяжи, по которым намечались места крупных тектонических покровов. В эти годы, по существу, намечилось разное понимание зон смятия и дробления. Они понимались, во-первых, как самостоятельные тектонические нарушения 1-го порядка, предопределяющие основные черты тектонической структуры края, т. е. как *глубинные разломы* (см. табл. 14); во-вторых, как крупные и очень важные осложнения складчатых систем, т. е. как *разрывы*, или разрывные дислокации, например Успенская зона смятия, осложняющая южное крыло Успенского синклиория.

Глубинные разломы в современном их понимании стали обособляться, как об этом пишет А. А. Богданов (1976), сначала в Центральном Казахстане и Средней Азии. К глубинным разломам здесь относилась, например, выделенная еще в 1933 г. В. А. Николаевым так называемая главная структурная линия Тянь-Шаня; позже подобные глубинные разломы были выделены также Д. И. Яковлевым в 1941 г. и А. В. Пейве в 1948 г.

В структуре складчатых областей и платформ глубинные разломы практически всегда выделяются как элементы, однопорядковые с тектоническими комплексами разного типа: геосинклинальными зонами разного возраста, тектоническими впадинами, срединными массивами и т. п. (см. рис. 27—30). По сравнению с этими «слоистыми» группами тектонических комплексов комплексы зон глубинных разломов имеют другую структурную характеристику. Им свойственна исключительная вытянутость и огромная, по сравнению с шириной, глубина проникновения в земную кору, т. е. они отличаются от других тектонических комплексов своей резко повышенной зональной плотностью (см. табл. 13). В связи с наличием сравнительно узкой полосы сгущения разрывов и надвигов фации и мощности вкрест простирания глубинных разломов изменяются скачкообразно. В зонах глубинных разломов отмечается резкое увеличение интенсивности складчатости, появляются сланцеватость, кливаж, метаморфизм и магматические проявления, интенсивность которых вкрест простирания резко возрастает.

Глубинные разломы обычно не являются структурными элементами тектонических комплексов, или отдельных зон складчатых областей, но они очень часто их разграничивают. Расчленение земной коры на тектонические комплексы без обособления (показа на профилях и схемах) зон глубинных разломов было бы неполным. Все это приводит к необходимости рассматривать зоны глубинных разломов вместе с тектоническими комплексами всех других типов и относить, по крайней мере некоторые из глубинных разломов, к элементам ранга тектонических комплексов.

В настоящее время широкое признание получило представление о том, что существует макро- и мегатрециноватость, а также линейментная делимость планетарного, регионального и местного значения (см. табл. 14). По мнению ряда исследователей, эта «делимость» земной коры по разломам создает объемные структуры разного порядка, так называемые блоковые (глыбовые) структуры по терминологии Л. И. Красного (1977) и некоторых других геологов. Для изучения этих блоковых структур и тех граничных разломов, по которым такие блоки разного порядка выделяются, важно четко разграничивать дизъюнктивы по их рангам. Предложено несколько способов построения иерархии разломов, или дизъюнктивов.

В опубликованных работах (Пейве, 1956; Михайлов, 1960; Суворов, 1973; Рац, Чернышев, 1970; Дедеев, Запольнов, 1972; Хаин, 1973а; Гавриш, 1974; Шерман, 1977, 1978; Забродин, Соловьев, 1977; и др.) ранговый порядок дизъюнктивов устанавливается либо по их линейным размерам, либо по рангам нарушаемых разломами структур, либо по так называемой глубине проникновения разломов в земную кору, определяемой по фациальному составу разломных зон.

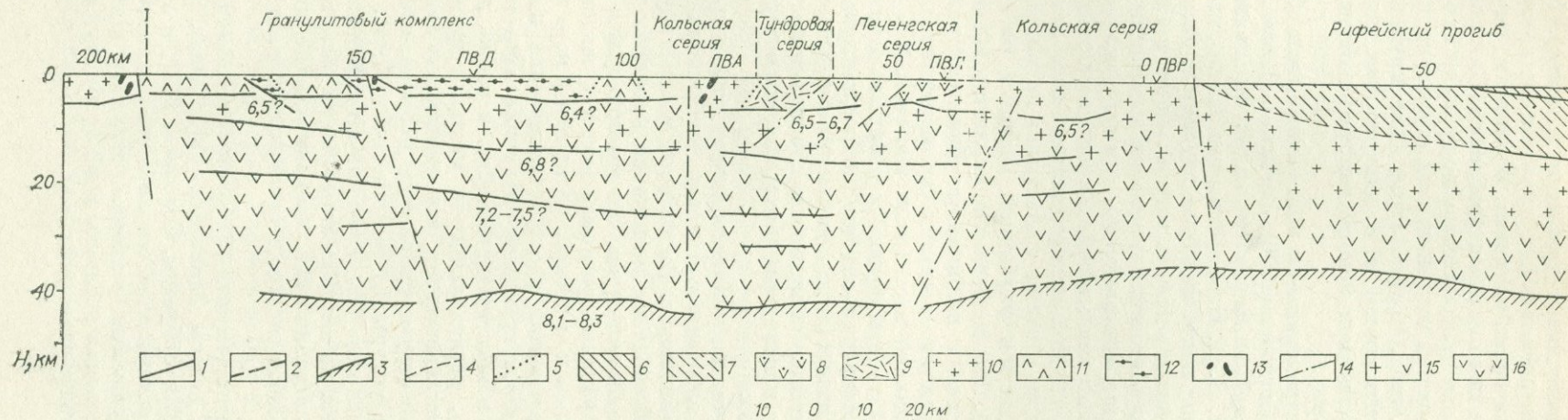


Рис. 30. Тектонические (формационные) комплексы и слои земной коры в сейсмическом разрезе Балтийского щита по профилю Баренцево море — Печенга — Ловно (фрагмент профиля из книги «Земная кора...», 1978).

1—3 — осредненное положение границ (отражающих и преломляющих) и граничные скорости для них в км/с (1 — установленные, 2 — возможные, 3 — поверхность М); 4 — вероятное положение границ по неполным или неточным данным; 5 — геологические контакты; 6 — предполагаемые осадочные образования (Баренцево море); 7 — песчаники, конгломераты и сланцы п-ова Рыбачьего и комплекс пород под Баренцевым морем; 8 — вулканогенно-осадочные породы печенгской серии; 9 — сланцевые амфиболиты, сланцы и другие породы тундровой серии; 10 — гнейсы, граниты, гранито-гнейсы кольской серии; 11 — диориты, гранодиориты (гранулитовый комплекс); 12 — гранит-биотитовые и биотитовые гнейсы (гранулитовый комплекс); 13 — интрузии основных и ультраосновных пород; 14 — предполагаемые глубинные разломы; 15 — слои со скоростью упругих волн 6,4—6,6 км/с (возможно, интенсивно переработанные гранитоиды, или дифференцированная верхняя часть «гранулитово-базитового слоя — «диоритовый» слой); 16 — слой со скоростью упругих волн более 6,6 км/с («гранулитово-базитовый» слой).

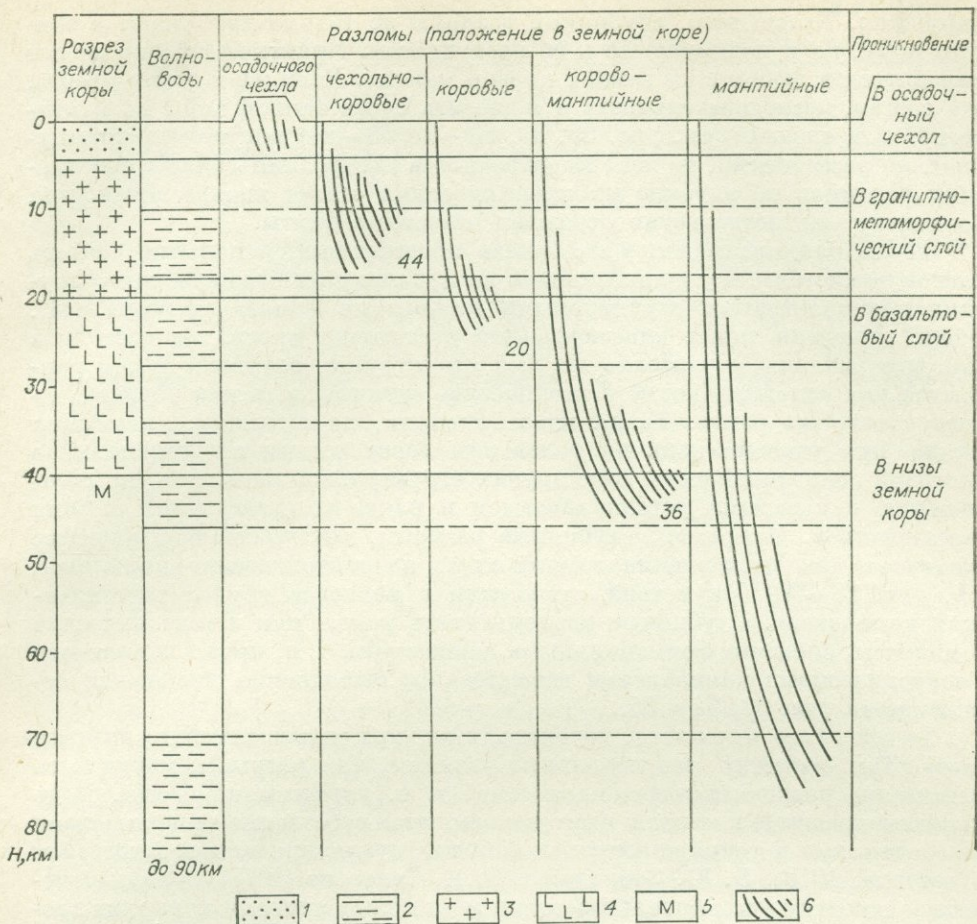


Рис. 31. Диаграмма положения разломов в земной коре и верхней мантии (Семов, 1977).

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

Анализ глубинных разломов, расположенных в докембрийских этажах континентов, например, привел Ч. Б. Борукаева, А. К. Башарина и Н. А. Берзина (1977, с. 146) к выводу, что основным критерием относительной глубинности разломов можно считать состав связанных с ними магматических проявлений. По этим критериям в докембрии континентов выделены три типа разломов: *подкоровые*, в которых на поверхность выведен «подкоровый субстрат» или «меланократовый фундамент»; *нижнекоровые*, для которых характерны магматические комплексы основного или смешанного состава (габброиды, спилито-диабазовые и спилито-кератофировые формации); *верхнекоровые*, содержащие в своих зонах магматические продукты преимущественно кислого и среднего, щелочного состава или лишенные интрузивных и эффузивных образований. Однако выделяемые таким способом типы глубинных разломов даже в пределах коры континентального типа «отражают не абсолютную глубину разломов, а только степень их проникновения» (Борукаев и др., 1977, с. 151).

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 так называемое проникновение разломов фактически определяется составом тех слоев земной коры, которые 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 же к этому учесть, что состав, последовательность и мощность слоев земной коры на континентах и в океанах (см. рис. 30, 33, 36—40, 43—44) могут быть принципиально различными, то нецелесообразность построения единой систематики разломов по глубине их проникновения станет вполне очевидной, поскольку она неадекватно отражает известные факты.

Более рациональными в этом плане представляются попытки создать ранговую систематику дизъюнктивов по признаку их соотношения с другими разноранговыми структурными элементами Земли (см. табл. 14). Общий принцип таких классификаций достаточно прост. Он состоит в том, что разломы и разделяемые ими структурные элементы рассматриваются как однопорядковые тектонические единицы, или как объекты одного и того же ранга. Такая классификация, по-видимому, возможна только при условии наличия более или менее четких представлений о ранговой соподчиненности всех других структурных элементов, по соотношению с которыми устанавливаются и ранги соседствующих с ними дизъюнктивов. Например, глубинные разломы, выступающие в качестве элементов при расчленении земной коры на тектонические комплексы (см. рис. 28—30) будут тоже относиться к ранговой группе тектонических комплексов. Глубинные разломы этого ранга, как и тектонические комплексы, сложены формационными элементами, т. е. имеют одинаковое с тектоническими комплексами вещественное выполнение, что нашло отражение на рис. 32, 34 и 35.

То же самое относится, вероятно, и к дизъюнктивам любого другого ранга. Так, известно, что локальные разломы, или разрывы, могут быть выполнены различными катаклазитами, т. е. горными породами. В то же время трещины и клявизы часто заполняются собственно минеральными образованиями и тонко перетертым неиндивидуализированным веществом (Паталаха, 1970). В. Ю. Забродин и В. А. Соловьев (1977) сделали интересную 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? Одно важное обстоятельство не дает возможности утвердительно ответить на этот вопрос. Дело в том, что одни и те же разломы могут выступать в качестве пограничных структурных элементов, т. е. показываться на тектонических картах, профильных разрезах и схемах (см. рис. 27—30, 33, 36—44) при обособлении в земной коре элементов нескольких рангов, обычно относящихся к одной ранговой группе. Это наводит на мысль, что *каждый ранг разломов соответствует целой ранговой группе слоистых структурных элементов Земли, а не каждому разноранговому геологическому телу в отдельности* (табл. 14).

Таким образом, в ранговой систематике дизъюнктивов, построенной с учетом их структурного соотношения с системными элементами Земли разного ранга, обособляются четыре ранга разломов: трещины, локальные разрывы, глубинные разломы и линеаменты (сверхглубинные разломы, или зоны Беньофа). Все эти виды разнопорядковых дизъюнктивов выделяются во многих работах, но разные авторы не всегда используют одинаковые термины для обозначения одних и тех же объектов, что отражено в табл. 14.

Как же соотносится показанная в этой таблице ранговая классификация дизъюнктивов с их вещественным выполнением? Прежде всего по характеристике вещественного состава все дизъюнктивы, вероятно, могут быть разделены на две группы: 1) *разрывы* и 2) генеральные, или глубинные, *разломы* в широком смысле этого слова. Разрывы представлены трещинами и локальными разломами. Они имеют минеральное выполнение,

## Корреляция дизъюнктивов с группами ранговых элементов Земли

Терминология дизъюнктивов*				Ранговые группы элементов Земли по шкале 1973—1978 гг.*	
В. А. Дедеев, А. К. Запольнов, 1972	В. Ю. Забродин, В. А. Соловьев, 1977	С. И. Шерман, 1978	Принятая в данной работе		
	Кливаж Трещины		Разрывы	Трещины, или кливаж ( <i>r</i> )	Минеральные
Структурные разломы	Разломы	Локальные разломы		Локальные разрывы ( <i>R</i> )	Формационные
Региональные разломы	Глубинные разломы	Региональные разломы	Генеральные разломы	Глубинные разломы ( <i>f</i> )	Геоструктурные
Линеаменты	Линеаменты	Генеральные разломы		Линеаменты, сверхглубинные разломы ( <i>F</i> )	Глобальные

\* Более раннюю терминологию дизъюнктивов см. в «Справочнике по тектонической терминологии» (1970) и терминологическом справочнике «Тектоника континентов и океанов» (1976). Полная ранговая шкала структурных элементов Земли представлена на рис. 62 и в табл. 24.1

т. е. сложены элементами минеральной группы: химическими соединениями, минералами и горными породами.

Глубинные разломы в широком смысле слова включают в себя собственно глубинные разломы (элементарные глубинные разломы) и сверхглубинные разломы типа зон Бенъофа, что создает определенные терминологические трудности в построении классификации этих объектов. Поэтому группа глубинных разломов в широком значении термина, обозначающего все разломы земной коры и мантии, выделена в табл. 14 под названием «генеральные разломы». Эта группа разломов сложена надпорядковыми вещественными единицами, т. е. геологическими формациями. Глубинные разломы могут находиться в любом слое земной коры или пересекать одновременно несколько таких слоев и даже всю земную кору в целом (рис. 32, см. также рис. 27—33, 36—44). Эти разломы, следовательно, могут быть выполнены всеми известными в земной коре вещественными рядами формационных комплексов, образующими структурные этажи или отдельные слои в земной коре. Таких различных по своему составу формационных комплексов «чистой линии» в земной коре выделяется четыре: осадочные, гранитоидные, базальтоидные и ультраосновные (см. гл. III). Пересекаясь зонами разломов «разного проникновения в земную кору», они будут, очевидно, определять сложный состав зон глубинных разломов.

Последний может быть выражен качественными диаграммами, построенными по сочетаниям только что названных четырех вещественных формационных комплексов «чистой линии» (см. рис. 32). При этом разломы, не выходящие за пределы земной коры, естественно, не будут иметь в своем составе ультраосновных комплексов, а будут сложены тремя первыми формационными комплексами (осадочными, гранитоидными и базальтоидными), а также всеми возможными их сочетаниями.

Это дает возможность разделять генеральные разломы по критерию их вещественного выполнения на два ранга — глубинные и сверхглубинные. Последние будут представлены полным спектром вещественных формационных комплексов земной коры и мантии, т. е. иметь в своем составе даже ультраосновные формационные комплексы.

Типы разломов		Положение в земной коре и мантии	Синонимы и близкие понятия
Ранг	Название вида		
Глобальные	Шовные зоны	В осадочном слое коры	Чехольные (Семов, 1977)
	Вулканические пояса	В 1-м и 2-м слоях океанической коры	Гряды-подводных вулканов (Белоусов, 1976)
	Меланжи	Пересекают континентальную земную кору	Корово-мантийные (Семов, 1977), подкоровые (Хаин, 1973; Борукаев и др., 1977)
	Зоны смятия	В гранитном и осадочном слоях коры	Чехольно-коровые (Семов, 1977), верхнекоровые (Хаин, 1973; Борукаев и др., 1977)
	Структурные швы	В гранитном слое коры	Сиалические (Хорева, 1964),
	Метаморфические пояса	В гранитном и базальтовом слоях	коровые (Семов, 1977), глубокие коровые (Хаин, 1973), нижнекоровые (Борукаев и др., 1977)
	Офиолитовые швы	В базальтовом слое континентальной коры, в 3-м слое океанической	Симатические (Хорева, 1964),
Гипербазитовые пояса	Подкоровые разломы	мантийные (Семов, 1977), фемические (Хорева, 1964)	
Глобальные	Линеаменты	Пересекают кору океанов и континентов, проникают в мантию	Зоны Беньофа, сверглубинные (Хаин, 1973)



Рис. 32. Систематика глубинных разломов по их формационному составу и положению в земной коре и мантии. Качественные диаграммы формационного состава разломов построены по критерию распространенности в зонах разломов осадочных (1), гранитоидных (2), базальтоидных (3) и ультраосновных (4) формаций.

Глубинные разломы различаются не только по вещественному выполнению, но и по внутреннему строению, которое остается в большинстве случаев, однако, еще очень плохо изученным.

По структурным характеристикам поперечных пересечений отдельных отрезков, или секций, среди глубинных разломов отчетливо различаются две их разновидности.

Глубинные разломы первой группы (глубинные взрезы, по В. В. Белоусову, 1976) представлены сравнительно широкими зонами, сложенными изоклинальными складками и системами разделяющих их разрывов с общим простиранием вдоль глубинного разлома. В качестве примера таких разломов можно указать Тырныаузскую зону Кавказа, а также Иртышскую зону смятия Горного Алтая (Милановский, 1962; Иванкин, Щеглов, 1971; Белоусов, 1976).

Тырныаузский 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 Бол. Кавказа) от расположенного севернее альпийского плитного комплекса молодой Скифской платформы Предкавказья. 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 хребт структурно выражен в домиоценовом этаже. С началом миоцена все тектонические комплексы Большого Кавказа здесь стали испытывать общее воздымание, приведшее к образованию мегантиклинория Бол. Кавказа (см. рис. 20, 24, 37).

Внутреннее строение зоны глубинного разлома в опорном пересечении характеризуется резко различным типом строения разрезов отдельных зон смятия, или подзон, ограниченных поверхностями разрывов в виде зон смятия и дробления, разлинзования, развальцования, будинажа и т. п. Заметные увеличения (и уменьшения) мощностей и состава наборов пород и формаций с приближением к поверхностям разрыва резко обрываются. Каждая пластина представлена своей последовательностью формаций. Причем эта последовательность со всех сторон резко обрывается. Сопоставление этих разрезов показывает, что история каждой пластины, зафиксированная в структуре и составе ее формаций, оказывается в целом резко отличной от истории соседних. В поднятие или опускание они вовлекаются в разных сочетаниях. Наклоны отдельных разрывов зоны Тырнаузского глубинного разлома позволяют думать, что на глубине нескольких километров эти пластины выклиниваются.

Зоны глубинных разломов типа Иртышской зоны смятия на Алтае в целом ряде пересечений также 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 второй группы имеют принципиально иную структуру по выходам зоны разлома в конкретном его пересечении на дневную поверхность. Происхождение их часто связывается со сдвиговыми горизонтальными смещениями (глубинные или общекоровые сдвиги, по В. В. Белоусову, 1976). Для различных 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 и Талассо-Ферганский 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, а затем пересекающей широтные тектонические зоны Центрального Тянь-Шаня (см. рис. 21, 33).

Тектонические зоны глубинных разломов разного типа могут соседствовать или, как принято говорить, когда речь идет о разломах, разделять любые другие структурные элементы, относящиеся к их ранговой группе. Ими могут быть, в частности, тектонические комплексы или геоструктурные области разного возраста. Тектонические комплексы, непосредственно прилегающие к комплексам глубинных разломов, обычно называются приразломными. Известны приразломные комплексы орогенных впадин (приразломные прогибы), приразломные геосинклинальные

комплексы (приразломные геосинклинали), приразломные плитные комплексы (разломные ограничения плит).

Наклон самих зон глубинных разломов, структура их конкретных пересечений, равно как и наклоны поверхностей сопровождающих их локальных разломов, по-видимому, не могут служить основой для систематики глубинных разломов как целостных тектонических единиц. Их поверхности весьма существенно изменяют свое положение относительно земной вертикали как в пределах одной и той же зоны, так и в пределах конкретного ее пересечения. В складчатых областях, например, когда возможно проследить разломы на большую глубину, отмечаются случаи увеличения наклонов плоскостей разломов с приближением к земной поверхности. Вертикальный глубинный разлом вблизи дневной поверхности не только заметно выполаживается и переходит иногда в очень пологий надвиг, но может даже запрокинуться и иметь обратное падение. Такого рода явления наблюдались в краевых поднятиях древних массивов и геосинклинальных комплексов, например, в Тельской складчатой области Северного Алжира (южный край срединного массива Большой и Малой Кабилий), а также на Кавказе (главный Кавказский надвиг на южном склоне одноименного хребта), в северном Тянь-Шане (северный фас впадины Кокджар-Су) и в ряде других районов. Аналогичные изгибы зон глубинных разломов наблюдаются также и по их простирацию. Они легко объясняются вторичной деформацией разломных тектонических зон под влиянием поперечных к разлому направлений, вызванных, в частности, расседанием в стороны под действием силы тяжести верхних частей относительно поднятых глыб земной коры (Белюсов, 1976).

Все сказанное выше не позволяет в настоящее время использовать какие-либо общие структурные характеристики внутреннего строения и внешней формы зон глубинных разломов для построения их общей систематики. Поэтому принятая в данной работе и представленная на рис. 32 систематика глубинных разломов является одномерной; она построена только по одному критерию — качественному изменению состава разломных тектонических единиц.

### Формационный состав слоистых тектонических комплексов и их систематика

Слоистые тектонические комплексы всех трех структурных групп, т. е. плитные, геосинклинальные и орогенные (см. табл. 12, 13), также могут быть сложены различными формационными комплексами «чистой линии» и весьма существенно отличаться по своему петрографическому составу. Эти различия в вещественном составе слоистых тектонических комплексов особенно контрастно видны при сравнении тектонических единиц, резко различающихся по своему геологическому возрасту, на что геологи, конечно, давно обратили внимание. Разновозрастные тектонические комплексы, однако, обладают и некоторыми общими вещественными свойствами, позволившими ряду исследователей предложить различные схемы классификации слоистых комплексов по критерию их вещественного состава. При этом такие схемы начали разрабатываться сначала для геосинклинальных тектонических комплексов, или зон складчатых областей.

Из этих схем, согласно заключению А. А. Богданова (1976), наибольшее распространение как среди советских, так и зарубежных геологов в последние годы получила систематика геосинклиналей, а точнее — геосинклинальных зон, разработанная в 1940 г. Г. Штилле (1964). Эта достаточно естественная и поэтому простая систематика, как ее называет А. А. Богданов, предусматривала выделение в пределах складчатых об-

ластей тектонических зон с эв- и миогеосинклинальным развитием.

По первоначальному определению Г. Штилле (1964) к эвгеосинклинальным зонам относились те части геосинклинальных областей (ортогеосинклинальных областей Г. Штилле), которые обладают наибольшей полнотой развития магматических процессов по всему разрезу геосинклинальных тектонических комплексов — от начальных до конечных стадий развития геосинклинали; миогеосинклинальными считались те зоны, которые характеризуются миомагматичностью, т. е. слабым проявлением магматических процессов вплоть до полной амагматичности.

Достаточно ясные крайние типы таких зон, которые можно достаточно четко различать на качественном уровне рассмотрения по указанным признакам формационного состава, принимаются обычно за тектонотипы. Типичными эвгеосинклинальными, в частности, считаются комплексы, отвечающие восточным зонам варисийского (герцинского) Урала (см. рис. 28), а к типичным миогеосинклинальным относятся, например, комплексы западного склона Урала и альпийская зона южного склона Большого Кавказа (см. рис. 24).

Опытная проверка намеченной Г. Штилле (1964) классификации геосинклинальных зон путем сравнения ее с формационным составом конкретных тектонических зон целого ряда складчатых областей позже привела к уточнению исходных понятий и выделенных Г. Штилле классов тектонических зон. Первые изменения в намеченную Г. Штилле классификацию внес в 1968 г. А. А. Богданов, считавший, что первоначальные понятия мио- и эвгеосинклинали требуют уточнений.

Согласно А. А. Богданову (1976), 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. Дело в том, что почти сорок лет тому назад Г. Штилле (1964) помимо существенных признаков включил в определение выделенных им типов тектонических зон ряд второстепенных характеристик, отражающих некоторые несущественные особенности конкретных тектонических зон Северной Америки. Для классификации геосинклинальных зон по их формационному составу, однако, все другие характеристики фактически не являлись, по-видимому, основанием, на что обратил внимание А. А. Богданов (1976, с. 290), писавший о том, что Г. Штилле без необходимости ввел в определение миогеосинклинали представление об их «более краевом» положении.

Рациональное зерно схемы Г. Штилле, по оценке А. А. Богданова (1976, с. 290), заключалась в том, что в ней обособление типов геосинклинальных тектонических зон проводилось на основе общих и широких характеристик их строения и развития, принимая главным из них магматизм, т. е. учитывались не только осадочные, но и магматические комплексы, слагающие конкретную зону. Именно в этом возможно более обобщающем виде схема имеет свою большую ценность.

Опыт составления обзорных тектонических карт, а также анализ конкретной структуры и истории развития палеозоид Казахстана, Тянь-Шаня и многих других областей привел А. А. Богданова (1976, с. 154) «к выводу о большой перспективности применения классификации геосинклинали, 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».

Согласно А. А. Богданову, такое разделение тектонических комплексов (или зон) имеет ряд преимуществ: 1) оно оказывается простым и объективным; 2) лежащие в его основе признаки позволяют сравнивать между собой геосинклинальные комплексы различных геологических эпох;

3) эти признаки, отражая состав, тесно связаны с полезными ископаемыми и важны, например, для понимания металлогенической специализации различных тектонических комплексов.

Классификация тектонических зон (геосинклиналей) Г. Штилле обладает некоторыми особенностями, которые важно иметь в виду, оценивая эту схему. Во-первых, она исключительно широкая, т. е. самая общая. В ней обособляются наиболее крупные классы тектонических комплексов, которые являются «одинаковыми» лишь по самой общей характеристике — по наличию в их составе однотипных формационных комплексов. Во-вторых, разделение геосинклинальных тектонических зон на два типа было проведено Г. Штилле чисто качественно: к миогеосинклиналям им отнесены комплексы, характеризующиеся меньшей магматичностью. В-третьих, такая характеристика относится ко всему комплексу пород тектонического цикла в целом, а не к какой-либо его части, т. е. она допускает возможность наличия в разных тектонических зонах одинаковых формаций. Осадочные геотектонические формации разного состава и строения, например терригенно-карбонатного флиша, 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 вряд ли должно подвергаться чрезмерной конкретизации.

Действительно, классификация Г. Штилле фактически предусматривает выделение только «осадочных» и «магматических» тектонических зон. Второй из этих классов, однако, является несравненно более широким, чем первый. Известные в настоящее время «магматические» зоны складчатых областей качественно, т. е. по составу магматических формационных комплексов, различимы между собой не в меньшей степени, чем все они вместе взятые отличаются от миогеосинклинальных зон, сложенных осадочными комплексами. Возможно, поэтому практическое применение нашло только рациональное содержание классификации Г. Штилле: разделение тектонических зон на эв- и миогеосинклинальные типы в зависимости от преобладания в разрезах осадочных или вулканогенно-осадочных формаций, связанных преимущественно с проявлениями основного вулканизма, с образованием «базальтоидных» формационных комплексов, широко распространенных в фанерозойских эвгеосинклинальных зонах. Но в результате этого гранитоидные (гранито-гнейсовые) тектонические зоны складчатых областей, по сути дела, оказались вне классификации. Это хорошо видно на примере Урала и Перуанских Анд (см. рис. 28, 29), тектонические зоны которых, как и зоны многих других складчатых областей, не вписываются в упомянутую выше систематику Г. Штилле (1964).

В составе этих областей помимо эв- и миогеосинклинальных зон, представленных соответственно вулканогенными формационными комплексами основного состава или амагматическими осадочными комплексами, четко выделяются еще зоны, сложенные магматическими формационными комплексами гранитоидного состава, а также зоны смешанного формационного состава.

При обособлении главных тектонических зон в Перуанских Андах (см. рис. 29), например, наряду с эв- и миогеосинклиналями приходится выделять еще «вулканоплутонический пояс», а также «палеозойские геосинклинали», или тектонические зоны выходов комплекса основания, которые имеют качественно иной по сравнению с эв- и миогеосинклинальными комплексами формационный состав.

В том, что классификация тектонических комплексов, или зон складчатых областей, предусматривающая выделение только эв- и миогеосинклиналей, в упомянутом выше смысле является неполной, можно убедиться еще на целом ряде конкретных примеров строения докембрийских

тектонических комплексов, распространенных в обрамлении древних платформ, а также в их фундаменте (см. рис. 10, 19—22, 30, 33, 36, 38). Они ясно свидетельствуют о том, что структурно-вещественная расчлененность земной коры на тектонические комплексы определяется гораздо большим разнообразием их формационного выполнения. Таким образом, в основу классификации тектонических комплексов, или зон, по их составу, конечно, могут быть положены те критерии формационного состава, которые ранее были намечены в работах Г. Штилле (1964) и А. А. Богданова (1976), посвященных типизации геосинклинальных зон складчатых областей, но они требуют некоторого дополнения и детализации.

Более подробная классификация геосинклинальных прогибов была предложена в 1962 г. М. В. Муратовым (1962, 1975). Типы геосинклиналей в ней определяются по составу наборов горных пород и геотектоническим, заполняющим эти геосинклинальные прогибы. Соответственно выделяются карбонатные флишевые, вулканогенные, терригенные и т. п. геосинклинали. Данная классификация разработана на примере альпийской складчатой области Средиземноморья и она вполне применима к тем частным случаям, когда геосинклинальные прогибы представлены каким-либо одним формационным комплексом отложений, отвечающим либо «начальной», либо «поздней» стадии развития области. Для характеристики полных геосинклинальных тектонических комплексов (так называемых «сквозных», «бициклических») геосинклиналей типа Сванетии классификация геосинклинальных прогибов М. В. Муратова (1962, 1975), как это отметил А. А. Богданов (1976, с. 153), является неприемлемой ввиду того, что ее признаки крайне неустойчивы, так как каждая геосинклиналь «... за время своего развития в различных сочетаниях изменяет те формационные типы, к которым она может быть отнесена», М. В. Муратов (1975) также считает, что в указанных случаях неясно, к какой же категории относить конкретный геосинклинальный прогиб, представленный тектоническим комплексом, состоящим из целого ряда формаций.

Здесь, видимо, надо иметь в виду, что рассмотренные в данной классификации объекты являются структурными элементами разного ранга: формационными и тектоническими комплексами. Геосинклинальные тектонические комплексы, или зоны, в отличие от геосинклинальных формационных комплексов характеризуются, как правило, более длительным развитием. В их составе имеются формационные комплексы разного типа (вулканогенно-осадочные, терригенные, карбонатные, терригенно-карбонатные и др.), отвечающие разным стадиям развития геосинклинальных зон. Следовательно, разработанная М. В. Муратовым (1962, 1975) классификация «геосинклинальных прогибов» относится, по существу, не к геосинклинальным тектоническим комплексам, а к тем элементам земной коры меньшего ранга, которые в общей шкале рангов обособлены под названием формационные комплексы (см. табл. 6, 8, 24, рис. 62).

Доступные непосредственному изучению на континентах слои земной коры и тектонические комплексы состоят, как об этом уже говорилось, из четырех петрографически различных типов формационных комплексов: осадочных, базальтоидных, гранитоидных и ультраосновных. Тектонические комплексы, или зоны, могут быть сложены почти нацело любым из этих комплексов горных пород. Если рассматривать всю земную кору, то очень легко можно обнаружить, что собственно «осадочные» формационные комплексы и слои (рис. 33, см. также рис. 30, 36—38) в ней занимают сравнительно небольшую часть общего объема коры. В составе земной коры в целом явно доминируют базальтоидные, гранитоидные и ультраосновные формационные комплексы и слои, т. е. магматические образования разного петрографического состава.

Тем не менее в силу сложившихся в геотектонике традиций представления о связях геологических формаций с тектоническими структурами и схемы структурно-вещественного преобразования земной коры созда-

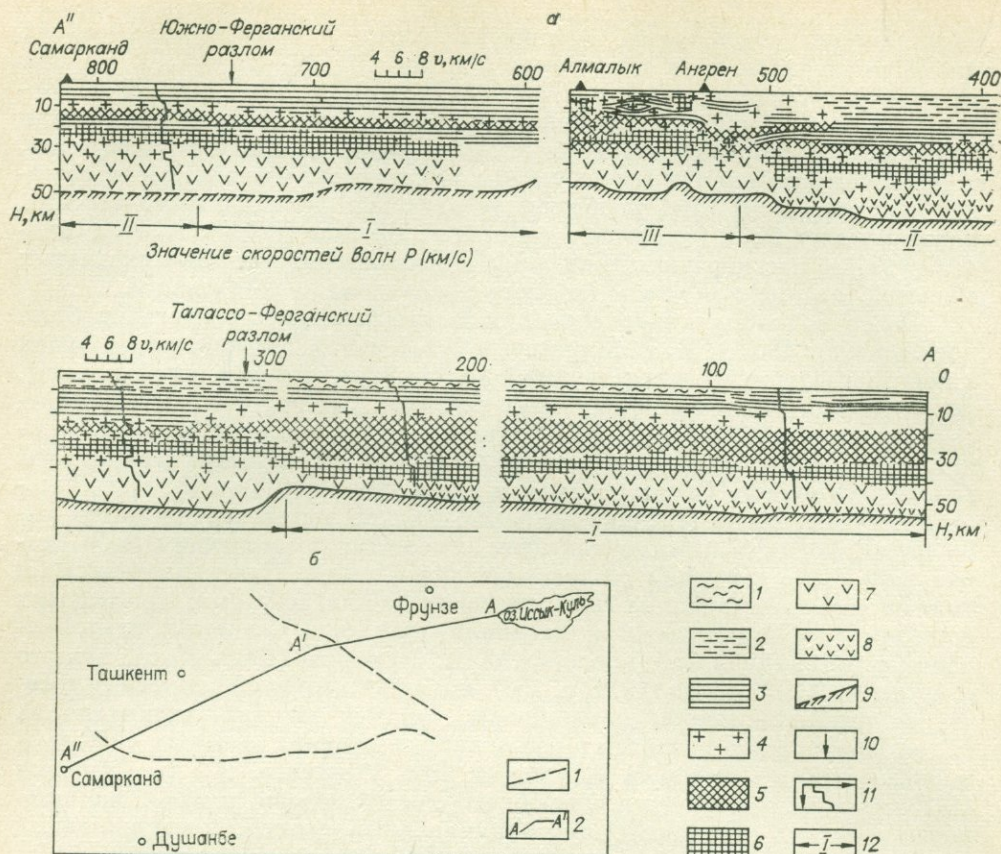


Рис. 33. Вещественные ряды тектонических комплексов — слои земной коры (а), намеченные в разрезе по профилю оз. Иссык-Куль — Самарканд (б). По Е. М. Бутвской, Х. А. Атабаеву и др. (1977).

а: 1—8 — значения скоростей волн, км/с: (1 — 4,5—5,0; 2 — 5,0—5,4; 3 — 5,5—5,9; 4 — 6,0—6,3; 5 — 6,4—6,6; 6 — 6,7—6,8; 7 — 6,8—7,1; 8 — 7,2—7,6); 9 — граница М; 10 — точки пересечения профиля с линиями крупнейших разломов; 11 — скоростные разрезы в некоторых точках профиля; 12 — указатели того, в каком приближении получен разрез на данном участке профиля. б: 1 — разломы; 2 — линия профиля.

вались в основном исходя из анализа именно осадочных толщ (см. например, рис. 20). Магматические и метаморфические процессы и формации при этом часто оставались вне поля зрения или отодвигались на второй план даже теми исследователями, которые специально этими классами формаций занимались. Так, Ю. А. Кузнецов пишет, что «основными структурными элементами считаются геосинклинальные и платформенные области, главное вещественное содержание которых составляют осадочные толщи. Магматические же формации, обнаруживаемые среди осадочных толщ, являются только дополнительным компонентом, осложняющим строение геосинклинальных и платформенных областей» (Ю. Кузнецов, 1970, с. 3).

На самом деле, и это хорошо известно, осадочными толщами сложены почти нацело лишь самые верхние структурные этажи геосинклинальных и платформенных областей: главные геосинклинальные комплексы миогеосинклинальных прогибов, межгорные прогибы и осадочные чехлы срединных массивов, осадочные плиты и орогенные впадины платформенных чехлов. Нижние структурные этажи тех же геоструктурных областей представлены главным образом базальтоидными и гранитоидными (граниты и гранито-гнейсы) формационными комплексами. Даже в пределах верхних

частей земной коры области преимущественного развития этих магматических и ультраметаморфических формаций (по площади их выходов на дневную поверхность) соизмеримы с областями развития осадочных формационных комплексов, в которых действительно преобладают осадочные образования.

Ю. А. Кузнецов (1964) в связи с этим различает формации первого рода, сложенные целиком магматическими породами, в составе которых осадочные и метаморфические породы присутствуют лишь в виде ксенолитов и контактовых измененных пород, и формации второго рода, среди которых магматическая формация обособляется как подформация (эффузивно-осадочный ряд), т. е. как часть смешанной по составу геологической формации более крупного ранга. Тем не менее наличие в земной коре тектонических зон, сложенных в одних случаях одними осадочными формационными комплексами, а в других — магматическими формационными комплексами разного состава (гранитоидными, базальтоидными и ультраосновными) во многих известных схемах корреляции геологических формаций с основными типами геоструктур (Белоусов, 1962; Шатский, 1965; Херасков, 1967; Хаин, 1973а) практически не учитывается.

Типы тектонических комплексов, так же как и виды геологических формаций и горных пород, устанавливаются эмпирически по сходной повторяемости одних и тех же или близких по составу и структуре парагенезов, с той лишь разницей, что роль элементов в тектонических комплексах играют формационные комплексы, а не минералы и горные породы. Повторяемость такого рода парагенезов в разных местах и в различные эпохи развития земной коры, согласно Н. С. Шатскому (1965), является надежным признаком правильности выделения этих естественных тектонических единиц разного ранга. Анализ именно таких эмпирических данных, полученных разными авторами в ходе сравнительно недавно начатого составления общих тектонических карт континентов и частей света, привел, вероятно, Г. Штилле (1964), А. А. Богданова (1976) и других ученых к выводу о целесообразности выделения эв- и миогеосинклиналей среди геосинклинальных тектонических комплексов, или зон, по критерию их «магматизма», а не только осадочного выполнения.

В настоящее время геологи, по-видимому, ясно понимают, что типизация таких крупных тектонических единиц, какими являются зоны складчатых областей, возможна только по наиболее обобщенным категориям вещественного состава, аналогичным тем, что предложены были в 1940 г. Г. Штилле (1964). Напомним здесь еще раз, что в годы, прошедшие после работ Г. Штилле, предложенные им критерии классификации тектонических зон и соответствующие понятия претерпели весьма существенные изменения. Перестали быть, например, руководящими для определения эв- и миогеосинклиналей признаки центрального или более краевого положения зон в структуре складчатой области, а также время вовлечения их в складчатость (Богданов, 1976). Затем признаны несущественными и все другие критерии выделения указанных типов, за исключением индекса основного вулканизма, т. е. относительного содержания в этих комплексах основных магматических формаций.

Наконец, появились новые термины и понятия (некоторые из них приведены на рис. 35, в «Справочнике...», 1970, а также в «Тектонике континентов...», 1976), отразившие наличие помимо эв- и миогеосинклинальных зон в упомянутом только что смысле еще других геосинклинальных зон «чистой линии» и смешанного состава, в которых присутствуют осадочные, гранитоидные, базальтоидные и ультраосновные формации в разных сочетаниях.

Рассмотренная на предыдущих страницах история обособления геосинклинальных и разломных тектонических зон разного вещественного выполнения показывает принципиальную возможность их разделения по критериям петрографического состава тех формационных комплексов,

которые принимают участие в их сложении. Неясными до последнего времени в этой проблеме остаются, однако, два вопроса. Во-первых, возможно ли распространить наметившийся еще в трудах Г. Штилле (1964) и А. А. Богданова (1976) общий принцип классификации тектонических единиц данного ранга на все другие структурные группы комплексов — плитные и орогенные? Во-вторых, в каком конкретном способе создания единой систематики тектонических комплексов и разломов можно отразить, притом достаточно полно, известную сумму эмпирического знания об их качественном составе?

Положительно ответить на первый из этих вопросов долгое время, по-видимому, мешал традиционный взгляд, согласно которому все геоструктурные области и зоны земной коры разного типа (древние и молодые платформы, рифтовые и складчатые области, геосинклинальные, краевые и межгорные прогибы и др.) сложены якобы принципиально разными формациями, т. е. имеют различное вещественное выполнение. Однако приведенные в гл. III сведения о составе геологических формаций этого не подтверждают. Подавляющее большинство классов осадочных и магматических формаций являются по отношению к элементам геоструктурной группы транзитными, особенно если эти классы выделяются по тем обобщенным критериям формационного состава, которые используются в интересующей нас систематике тектонических зон. Осадочные и вулканогенно-осадочные формации, например, известны во всех структурных группах тектонических комплексов. Этими формациями могут быть выполнены плиты, орогенные впадины, геосинклинальные зоны и зоны глубинных разломов (рис. 35, см. также рис. 36, 37, 44). Поэтому принципиальная возможность построения единой для всех перечисленных структурных групп тектонических комплексов классификации по обобщенным критериям их состава вряд ли может вызвать сомнения.

В плане решения вопроса о способе создания такой общей систематики тектонических комплексов на основе единых структурно-вещественных критериев можно предложить использовать для установления вещественных рядов данных структурных единиц диаграммы их качественного формационного состава (рис. 34, а также 32, 35). Эти диаграммы построены с учетом того, что, во-первых, земная кора состоит в основном из четырех классов формационных комплексов так называемой «чистой линии»: осадочных, базальтоидных, гранитоидных и ультраосновных (см. гл. III). Во-вторых, осадочные, гранитоидные и базальтоидные формации могут встречаться в различных сочетаниях во всех структурных группах тектонических комплексов (плитных, орогенных, геосинклинальных и разломных), а ультраосновные смешиваются с другими формационными комплексами в основном в зонах глубинных разломов. При этих условиях в классификации тектонических комплексов по их качественному составу получается восемь подразделений, отвечающих теоретически возможным сочетаниям формаций. 1, 6, 7 и 8-й классы в этой классификации являются «чистыми». Они состоят в основном из формаций, однотипных по своему вещественному составу: либо осадочных, либо базальтоидных, либо гранитоидных, либо ультраосновных (гипербазитовых). Остальные подразделения представляют собой так называемые «классы пересечений», каждый из которых состоит из смешанных формационных комплексов

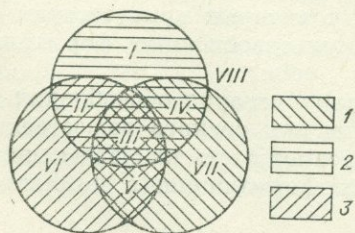


Рис. 34. Классификация тектонических комплексов по их формационному составу. Диаграммы качественного состава тектонических комплексов (I—VIII) построены по критерию относительного содержания формаций:

1 — осадочных, 2 — гранитоидных, 3 — базальтоидных и ультраосновных (для VIII класса комплексов).

двух или трех типов. Последний класс в этой классификации отвечает тектоническим комплексам, сложенным ультраосновными, или гипербазитовыми, формациями. Комплексы такого состава, как правило, всегда бывают структурно обособленными. Они обычно не образуют крупных формационных парагенезов со всеми другими формационными и тектоническими комплексами, т. е. осадочными, базальтоидными и гранитоидными.









Исключение составляют, вероятно, зоны разломов, проникающие во все слои земной коры и в верхнюю мантию, как это видно на рис. 30—32, 36—38. Ультраосновные комплексы здесь обычно представлены гипербазитовыми формациями, выступающими из-под осадочных, магматических или метаморфических формаций вдоль тектонических зон особого типа — гипербазитовых поясов (Кузнецов, 1964; Пинус и др., 1973).

Среди ультраосновных формаций в таких зонах выделяются две группы: 1) парагенезы ультраосновных пород, связанные с базальтовой (основной) магмой и процессами ее кристаллизации; 2) глыбы, или чежуи, ультраосновных пород, вероятно, поднятые из верхней мантии к поверхности земной коры в пластическом или твердом состоянии. В геосинклинальных складчатых областях последние обычно сопровождаются так называемой *офиолитовой ассоциацией*, которая имеет, как правило, двучленное строение. Нижняя часть ее сложена перидотитами и интрузиями габбро (гипербазитовыми формациями), а верхняя состоит из основных магматических и вулканогенно-осадочных пород. Обе части рассматриваемой ассоциации, по-видимому, образуют самостоятельные, четко структурно обособленные комплексы, относящиеся чаще всего к разному геологическому возрасту, т. е. разделенные нередко огромным стратиграфическим перерывом. Гипербазитовый комплекс в этой связи, возможно, не следует включать в состав *офиолитового комплекса*, или пояса, основных магматических пород и сопровождающих их осадочных образований. В составе «офиолитовой ассоциации» в широком смысле этого термина, вероятно, во многих случаях, если только не во всех без исключения, могут быть обособлены два самостоятельных тектонических комплекса: 1) ультраосновных пород (гипербазитовый комплекс, или пояс) и 2) собственно офиолитовый (базальтоидный), сложенный глинисто-кремнистыми породами, яшмами и диабазовыми лавами.

Такой вариант структурного обособления ультраосновных и базальтоидных комплексов показан в общей систематике тектонических комплексов и глубинных разломов земной коры на рис. 35. Однако в отдельных секциях и зонах сверхглубинных разломов, или линеаментов, расположенных в межконтинентальных или океанических рифтовых областях (см. рис. 56, 57), т. е. вблизи подошвы земной коры, в зоне ее перехода в мантию, ультраосновные и базальтоидные формации могут, вероятно, обособляться в виде единого офиолитового комплекса в широком классическом смысле этого термина.

Итак, представленная на рис. 35 общая систематика тектонических комплексов земной коры построена одновременно по двум основаниям. Первым основанием систематики служит установленный ранее эмпирическим путем традиционный ряд различных по своей структуре тектонических комплексов, или зон, по которым выделены разные структурные группы комплексов: плитные (*p*), орогенные (*o*), геосинклинальные (*g*) и разломные (*f*).

Вторым основанием систематики служит качественная классификация тектонических комплексов, в которой использованы эмпирические данные о самых крупных единицах вещества, т. е. представлении о формационных комплексах так называемой «чистой линии» вещественного состава. Это осадочные, гранитоидные, базальтоидные и ультраосновные формации, по сочетаниям которых (диаграммы I—VIII на рис. 34 и 35) обособлены общие для всех комплексов и зон глубинных разломов веществ-

Вещественные ряды	Структурные группы			
	Слоистые комплексы			Разломы
	р	о	g	f
	1 Плитные	2 Ороплитные	3 Миогеосинклинальные	4 Шовная зона
	5 Вулканических покровов	6 Орогенных впадин	7 Эвгеосинклинальные	8 Вулканический пояс
	9 Протоплитные	10 Троговые	11 Ортогеосинклинальные	12 Меланж
	13	14	15 Вулкано-плутонные	16 Зона смятия
	17 Сиаль-плитные	18	19 Протогеосинклинальные	20 Структурный шов
	21 Нуклеарные	22	23 Ультрагеосинклинальные	24 Метаморфический пояс
	25 Сима-плитные	26	27	28 Ориалитовый пояс
	29 Крипто-плитные	30	31	32 Гипербазитовый пояс

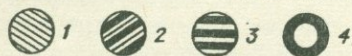


Рис. 35. Систематика тектонических комплексов земной коры по их формационному составу и структуре.

I — VIII — вещественные ряды комплексов, полученные по диаграммам качественного формационного состава тектонических комплексов. Диаграммы составлены по содержанию осадочных (1), гранитоидных (2), базальтоидных (3) и ультраосновных (4) формаций. р — плитные, о — орогенные, g — геосинклинальные, f — разломные структурные группы тектонических комплексов. 1—32 — виды тектонических комплексов.

венные ряды тектонических единиц данного ранга. Содержательный смысл всех использованных терминов прямо следует из самой систематики. Последняя построена по элементарной матричной схеме. Содержание использованных в ней понятий раскрывается чтением рис. 35 по элементарной схеме: миогеосинклинальные комплексы — это геоне

синклинальные комплексы, сложенные преимущественно осадочными формациями; эвгеосинклинальные комплексы — это комплексы, сложенные осадочными формациями и магматическими формациями основного состава; шовная зона — это зона глубинного разлома в осадочном слое земной коры; ороплитные комплексы — это орогенные впадины, выполненные осадочными формациями и т. д.

Известно, что создать какую-либо новую систематику, не изменяя при этом, хотя бы частично, некоторые старые понятия, невозможно. Все руководства по терминологии в такой ситуации рекомендуют сохранять по возможности старые термины, а не создавать без особой нужды новые. Поэтому в общую систематику тектонических комплексов, насколько это было возможно, новые термины не вводились. Приведенные в клеточках этой систематики названия тектонических комплексов, или зон, в основном заимствованы из других работ.

В систематике по мере возможности сохранены также наиболее важные эмпирические данные и результаты предшествующих классификаций. Но это ни в коем случае не означает, что первоначальный смысл всех терминов и понятий остался совершенно не измененным.

В самом акте создания систематики главным является, прежде всего, построение определенной системы некоторых понятий, а не терминов. Последние, как правило, окончательно подбираются несколько позже, когда рациональность конкретного способа построения систематики уже не вызывает больших сомнений. Сохранение старых терминов в любой новой классификации уже само по себе подразумевает, что понятия, ими обозначаемые, с течением времени претерпевают необходимые изменения. Уточнение предшествующих понятий и построение новых, более развернутых и строгих, классификаций природных объектов неизбежно приводят к подобному изменению содержания терминов. В конечном итоге почти все термины с течением времени так или иначе меняют свой смысл, что является естественным результатом развития науки (см. гл. I). Многие

тектонические термины с момента их появления тоже неоднократно изменяли свой смысл, причем иногда весьма существенно. К таковым относятся мио-, эв- и ортогеосинклинали, а также другие традиционные термины, использованные для обозначения тектонических комплексов разного вида в общей их систематике, представленной на рис. 35. Здесь нет необходимости рассматривать эволюцию всех тех понятий, которые с этими терминами каким-то образом связаны, поскольку они, как правило, пояснены в специальных терминологических справочниках (Справочник..., 1970; Тектоника континентов..., 1976; и др.). Отметим только, что примененные в данной систематике термины, хотя и сохранили в какой-то мере свой первоначальный смысл, не могут являться, однако, строгими, или полными, синонимами всех других понятий, которые когда-то обозначались сходными терминами. Термины предлагаемой систематики по отношению к таким понятиям сохранили лишь некоторую преемственность. Так, термином «ортогеосинклинали» в словаре Г. Штилле (1964) обозначались «настоящие» геосинклинали в широком смысле этого слова — области, состоящие из эв- и миогеосинклинальных зон, а в систематике тектонических комплексов этим термином (см. элемент 11 на рис. 35) названы зоны, включающие в себя все разнообразие формационного состава эв- и миогеосинклинальных зон Г. Штилле, т. е. «настоящие» геосинклинальные зоны, а не области. Преемственность понятий в данном случае состоит в том, что сходным термином обозначены структурные элементы, имеющие качественно одинаковое вещественное выполнение.

Примерно то же самое можно сказать и о термине «офиолитовый пояс» (элемент 28 на рис. 35). В работах того же Г. Штилле (1964) термином «офиолитовый магматизм» назван начальный магматизм основного состава, который влечет за собой появление «зеленых пород», а в систематике тектонических комплексов сходный термин использован для обозначения офиолитовых по своему вещественному выполнению зон глубинных разломов.

Степень достоверности, или обоснованности, выделения всех представленных в систематике вещественных разновидностей тектонических комплексов по вполне понятным причинам является неодинаковой. Подавляющее большинство обособленных в общей систематике видов тектонических комплексов находится в глубоких недрах земной коры. Это относится главным образом к тем структурным элементам, которые сложены ультраосновными, базальтоидными и гранитоидными формационными комплексами.

На дневной поверхности комплексы данного состава полнее всего представлены в зонах глубинных и сверхглубинных разломов, вскрывающих полный разрез земной коры. Этими комплексами сложены также щиты древних платформ и древние глыбы складчатых областей, представляющие собой выходы их фундамента, т. е. комплексов основания.

На щитах древних платформ, по-видимому впервые, наметились метаморфические и магматические комплексы плитной группы — структурные аналоги осадочных плитных тектонических комплексов. Наиболее древние из них, естественно, являются и наиболее гипотетическими. Это так называемые *сима-плитные комплексы* преимущественно базальтоидного состава (элемент 25 на рис. 35), которые, возможно, отвечают самой ранней (лунной или селеновой, по Е. В. Павловскому, 1975) стадии развития Земли, когда в земной коре господствовали округлые вулканотектонические формы, сложенные комплексами основного состава.

К наиболее молодым архейским комплексам плитной группы (элементы 17 и 21 на рис. 35) можно отнести, вероятно, гнейсовые и гранитоидные комплексы, широко распространенные на щитах всех древних платформ. Неповторимость тектонических условий возникновения подобных комплексов и своеобразии их структуры (гнейсовые купола, валы и другие характерные для этих комплексов структурные формы) отме-

чались во многих работах (Kranck, 1959; Wegmann, 1935; Павловский, 1970; Салоп, 1971; Докембрий..., 1977; и др.). На основе изучения строения этих комплексов Е. В. Павловским, например, выделена особая нуклеарная стадия развития земной коры. Примерами таких комплексов могут служить архейские граниты и гнейсы Канадского щита, аналогичные гнейсы и граниты Гвинейско-Либерийского щита Западной Африки, докарельские гнейсы и гранито-гнейсы Канадского и Балтийского щитов.

Для *нуклеарного комплекса*, или базальтово-андезитовой нуклеарной коры — по терминологии Е. В. Павловского (1964), характерны деформации, указывающие на весьма пластичное состояние пород. Согласно В. В. Белоусову (1976), формирование этих комплексов гранитоидного состава приурочено к эпохе мощнейшей гранитизации, которая «привела к формированию в земной коре кристаллического панциря, покрывавшего, по-видимому, огромные площади» (Белоусов, 1976, с. 183).

В зонах разрушения этого панциря, или нуклеарного комплекса (его возраст от 2,6 до 1,9 млрд. лет), позже образовались сравнительно узкие и протяженные прогибы, т. е. тектонические зоны, выполненные осадочными и вулканогенными породами, метаморфизованными затем вплоть до амфиболитовой фации (кристаллические сланцы и гнейсы, джеспилитовые сланцы). Формации в таких тектонических зонах частично гранитизированы и весьма сложно деформированы: серия темискаминг Канадского щита, Криворожская серия Украинского щита и др. Эти зоны, таким образом, представляют собой тектонические комплексы, для которых характерна линейность, т. е. повышенная зональная плотность, свойственная многим геосинклинальным комплексам фанерозоя (см. табл. 13). Названные комплексы раннепротерозойских пород иногда образуют узкие полосы среди сравнительно широких островов архейских гранито-гнейсов, показываемых на тектонических картах и схемах как протоплатформы, или срединные массивы.

Поскольку описываемые полосы представлены осадочно-вулканогенными и магматическими формациями, в значительной степени метаморфизованными, гранитизированными и сильно деформированными, мы вправе видеть в этих зонах древние геосинклинали. Обращая внимание на то, что последние по своему составу отличаются от всех более поздних геосинклинальных зон, Е. В. Павловский (1964) и другие ученые считают возможным называть их протогеосинклиналями, или *протогеосинклинальными комплексами* (элемент 19 на рис. 35). Здесь же выделяются древние комплексы, которые по своей резкой наложенности на более древнее архейское гранитизированное основание и приуроченности к зонам крупных разломов напоминают те грабенообразные прогибы (авлакогены), которые развиты в осадочном чехле древних платформ (см. рис. 27). Эти древние тектонические впадины, или трогги, отличаются от орогенных впадин осадочного выполнения тем, что они сложены не только осадочными, но и метаморфическими (магматическими) формациями разного состава. В систематике тектонических комплексов впадины и глыбы этого вида, вероятно, соответствуют элементу 10 (см. рис. 35) и могут быть названы *троговыми комплексами*.

Протогеосинклинальные, нуклеарные и троговые комплексы на щитах древних платформ иногда перекрываются древними сравнительно слабо метаморфизованными комплексами, в составе которых имеются как осадочные, так и магматические формации разного состава. Они могут быть также выделены в особый вид тектонических комплексов плитной группы под названием *протоплитные комплексы* (элемент 9 на рис. 35). Осадочные толщи в них представлены формациями, которые практически не отличаются от платформенных, а вулканогенные — метаморфизованными базальтами, андезито-базальтами, реже порфирами. Такой состав и отсутствие линейности — вот те черты, которые, по мнению Е. В. Павловского (1970), роднят эти тектонические комплексы с морфологически

близкими осадочными структурными комплексами чехла древних платформ — Европейской, Северо-Американской и др.

Наконец, в самой нижней части земной коры в пределах древних платформ, в основании базальтового слоя, судя по ксенолитам кимберлитовых трубок и геофизическим данным, может залегать слой эклогитов небольшой мощности, гипербазитовые, или ультраосновные, комплексы плитной группы. Этот «коровый эклогит», возможно, представляет собой результат застывания базальтовой магмы под давлением и обладает чрезвычайно высокой плотностью. Образование этого гипербазального слоя земной коры иногда связывают с выделением базальта из верхней мантии. В. В. Белоусов (1976) считает возможным обособлять этот комплекс магматических пород мантийного происхождения в качестве четвертого слоя континентальной коры. Учитывая глубокое положение и гипотетичность обособления в земной коре указанных тектонических комплексов плитной группы, их можно назвать *криптоплитными комплексами*, от греческого слова *kryptos*, означающего (тайный), (скрытый).

Итак, тектонические комплексы, сложенные преимущественно магматическими формациями (элементы 17—32 на рис. 35), в большинстве случаев имеют древний возраст. Они залегают в нижних горизонтах земной коры в последовательности, которая определяется, однако, не столько их относительным геологическим возрастом, сколько вещественным составом самих комплексов.

Поскольку от состава и внутренней структуры тектонических комплексов зависит распределение в них полезных ископаемых, представленная на рис. 35 типизация тектонических комплексов по их вещественным рядам и структурным группам имеет также некоторый практический интерес. Практическая польза выделения видов тектонических комплексов состоит в том, что, основываясь на них, можно в общей форме определять характер размещения конкретных групп полезных ископаемых в недрах коры. Принятое в этой работе разделение тектонических комплексов на 32 вида не означает, конечно, что в дальнейшем не может быть разработана более дробная классификация тектонических комплексов, однако она должна опираться, как об этом писал А. А. Богданов (1976), не только на те качественные характеристики, которые учтены в данной систематике, но и на количественные критерии состава и структуры тектонических комплексов. Применительно к вещественному составу эв- и миогеосинклинальных комплексов (для геосинклинальной группы тектонических комплексов) такая попытка ввести количественный критерий для построения их более дробной классификации сделана, например, Ю. М. Пуцаровским (1971).

В заключение обратим внимание на то, что по критериям вещественного выполнения как в слоистых структурных группах тектонических комплексов (колонки *p*, *o*, *g* на рис. 35), так и в зонах глубинных разломов (вертикальная колонка *f* на рис. 35) выделяется одинаковое число вещественных подразделений — восемь качественно различающихся по своему составу зон земной коры. Иными словами, тектонические комплексы всех известных в земной коре структурных групп (плитные, орогенные, геосинклинальные и разломные) могут объединяться в определенные вещественные ряды и формировать собою слои разного состава.

## СЛОИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В целом ряде опорных пересечений через области земной коры, сложенные на поверхности преимущественно осадочными комплексами (рис. 36, 37, см. также рис. 21, 24—25, 27—29, 39), можно наблюдать, как тектонические и формационные комплексы осадочного выполнения, с одной стороны, образуют достаточно четко обособленный осадочный слой

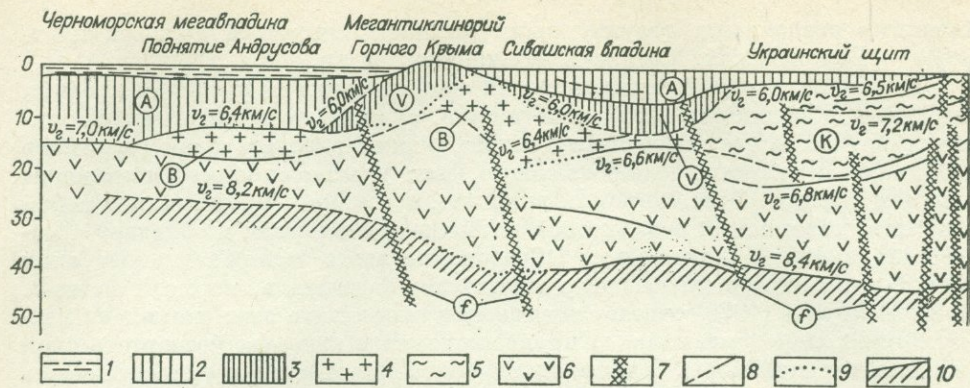


Рис. 36. Тектонические комплексы и слои земной коры в разрезе по линии Украинский щит — Черное море. По И. В. Померанцевой (1968), В. Н. Москаленко, Я. П. Маловицкому (1974) и «Геофизическим исследованиям...» (1969). Геологическая интерпретация И. А. Резанова и В. И. Шевченко (1978).

1 — водный слой. Комплексы: 2 — альпийский (А); 3 — герцинский, или варисийский (V); 4 — байкальский (В) и «гранитный» слой; 5 — архейский — нижнепротерозойский или карельский (К); 6 — «базальтовый» слой. 7 — разломы (f). 8 — сейсмические границы. 9 — участки интерполяции сейсмических границ. 10 — граница М.

земной коры, а с другой — определяют зональное строение этого слоя земной поверхности в целом. Слоистые осадочные комплексы разного возраста (альпийские, варисийские, или герцинские, и др.), а также разного строения (плитные, орогенные и геосинклиналильные) залегают друг на друге с полным или частичным перекрытием и создают тем самым в осадочном слое земной коры определенную внутреннюю структуру, которая в общих чертах напоминает схему строения обычных осадочных толщ, в составе которых тоже выделяются как латеральные, так и вертикальные неоднородности разного возраста (см. рис. 9, гл. III). По вопросу о том, какие из этих элементов (синхронные слои или асинхронные фациальные зоны) в структуре осадочных толщ являются главными, еще Н. А. Головкинским (1869) были высказаны альтернативные идеи, вокруг которых до сих пор ведется полемика, о которой речь шла в главе о геологических формациях (см. гл. III).

Изучение более крупных структурных элементов — тектонических комплексов и слоев земной коры в опорных пересечениях через разные геоструктурные области — также привело к тому, что еще на заре геотектоники тоже были выдвинуты две альтернативные идеи. В этих идеях нашли отражение разные и на первый взгляд совершенно несовместимые свойства земной коры: 1) латеральная тектоническая, или структурная, зональность коры; 2) ее вещественная расслоенность по земной вертикали. Первая идея с течением времени оформилась в теорию и была реализована в виде так называемого принципа возраста главной складчатости, по которому практически на всех современных мелкомасштабных тектонических картах показываются латеральные геоструктурные неоднородности земной коры и ее слоев (Тектоническая карта СССР, 1957; Тектоника Европы, 1964; Тектоника Европы..., 1978; Тектоника Евразии, 1966; и др.).

Вторая из упомянутых идей находит теоретическое и практическое воплощение в разнообразных способах обособления в структуре земной коры ее слоистых элементов, т. е. слоев земной коры разного вещественного выполнения и геофизических свойств.

Идея о том, что главными элементами земной коры являются ее слои, отличающиеся по химическому составу, впервые высказана, по-видимому, Ч. Дарвиным в 1844 г. (Батюшкова, 1966; История геологии, 1973). В соответствии с этой идеей Э. Зюсс (Suess, 1909), А. Вегенер (1926) и дру-

гие геологи стали обособлять в земной коре два главных ее консолидированных слоя. Верхний слой получил название сIAL (sial), а нижний — сИМА (sima).

Геофизические данные позже подтвердили представление о расслоенности коры и мантии. В 1909 г. А. Мохоровичич по сейсмограммам землетрясения в долине р. Кулла в Хорватии обособил в земной коре на глубине около 60 км сейсмический раздел. Этот раздел был позже назван разделом Мохоровичича и принят большинством геологов и геофизиков за границу земной коры и мантии.

Внутри земной коры В. Конрад в Австрии (горы Тауэрне) по сейсмическим данным землетрясения в 1923 г. выделил еще один раздел. Последний получил название раздела Конрада (Гутенберг, 1963).

Г. Джеффрис в 1926 г. (Джеффрис, 1960) на основе имевшихся тогда сейсмических данных предложил двуслойную модель строения консолидированной коры Западной Европы. Верхний слой этой коры он назвал гранитным слоем, а нижний — базальтовым. Верхнюю мантию он считал сложенной породами, близкими по составу к дуниту или смеси дунита и эклогита.

Таким образом, уже первыми сейсмическими исследованиями В. Конрада, Б. Гутенберга и Г. Джеффриса в Западной Европе было установлено, что и на больших глубинах земная кора имеет четкую слоистую структуру, обусловленную, как они считали, расслоением вещества Земли. Первые исследователи глубоких недр планеты обратили внимание также на то, что средняя мощность континентальной коры (30—70 км) больше мощности океанической (5—20 км).

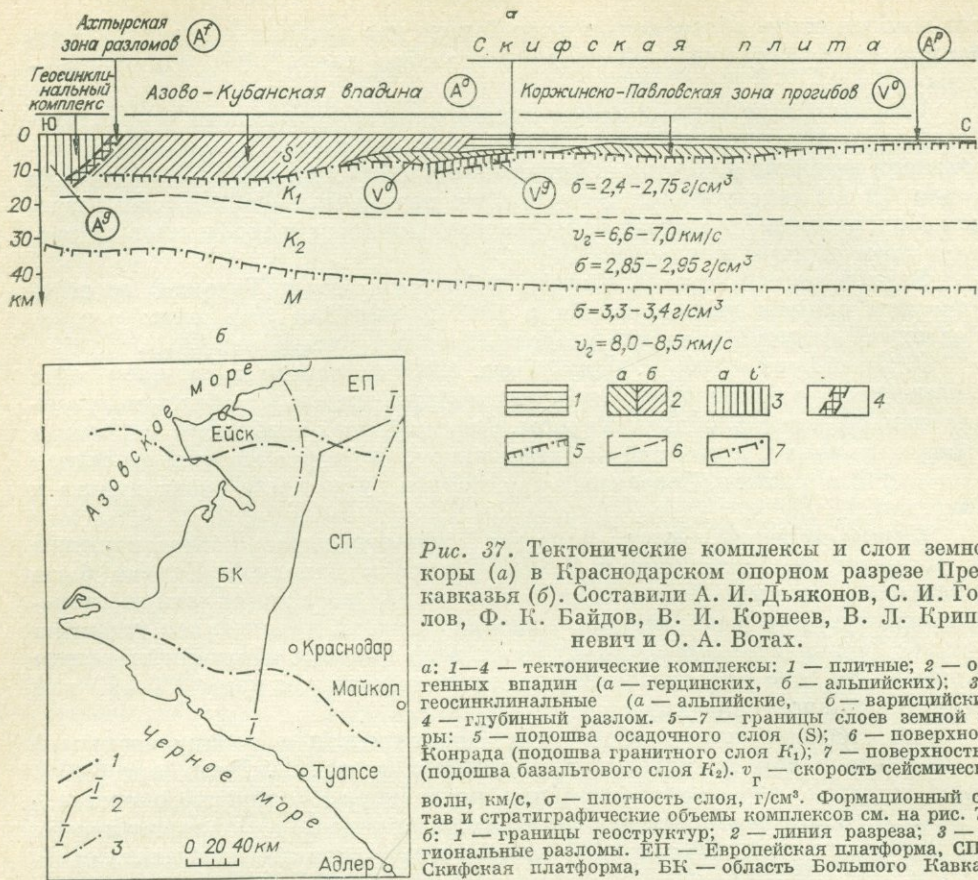
Два главных типа земной коры (океаническая и континентальная) были установлены фактически уже в 1930-х годах. Б. Гутенберг (1934) тогда показал, что континентальная кора (кора сиалического состава) в пределах континентов имеет разную мощность (до 60 км) и лежит поверх симатического слоя, близко подходящего к поверхности дна Тихого океана (см. рис. 38—40, 56, 57).

По мере развития исследования структуры земной коры методами ГСЗ все большее признание приобретает многослойные модели земной коры. Современные модели строения континентальной коры предполагают выделение в ее составе от трех до восьми слоев, каждый из которых характеризуется определенными физическими параметрами (см. рис. 33, табл. 15).

Сравнение типовых сейсмических разрезов земной коры, составленных по опорным пересечениям некоторых геоструктур (Беляевский, 1974; И. Вольвовский, Б. Вольвовский, 1975; Крылов и др., 1969; Пузырев, Крылов, 1971; Чекунов, 1972; и др.), показывает, что сейсмические границы обычно связаны с изменением основных физических свойств земной коры — ее состава, строения. С этих позиций всякая сейсмическая граница, если при интерпретации соответствующего поля не допущены существенные ошибки, должна иметь вполне определенный структурно-вещественный смысл.

Сейсмические работы, характеризующие распределение тех или иных физических параметров Земли, являются важным источником информации о ее строении и физическом состоянии. Поэтому интерпретация этих сейсмических данных, особенно сопоставление и увязка их с геологическим строением земной поверхности, по праву считается первостепенной задачей, в решении которой должны принимать посильное участие как геофизики, так и геологи, поскольку знание геофизических данных в значительной мере определяется, по-видимому, возможностью корректного их перевода на геологический язык.

В структуре земной коры по сейсмическим данным выделяются два типа неоднородностей: 1) слоистая неоднородность — почти горизонтальная расслоенность, обусловленная наличием пологих сейсмических гра-



ниц, прослеживаемых на десятки, сотни, а иногда и тысячи километров; 2) латеральная неоднородность, или «блоковость», земной коры, часто устанавливаемая по смене характера вертикальной расчлененности.

Сейсмические неоднородности первого типа проявляются в существовании на различных глубинах пологих поверхностей, по которым выделяются геофизические слои различного порядка величины. Такие границы могут быть резкостными (структурными, по С. В. Крылову, 1967) и постепенными, в частном случае связанными с фронтом метаморфизма, т. е. метаморфическими разделами (Фотиади, 1958; Крылов, 1967). В этом можно убедиться, прослеживая например, подошву осадочного слоя земной коры по опорным разрезам (рис. 37, см. также рис. 7). Границы геофизических слоев обычно проявляются как резкостные в тех случаях, когда при переходе через них меняется вещественный состав и структура. Не случайно на сейсмических профилях отчетливо проявляются, например, границы между осадочным чехлом и кристаллическим фундаментом платформы, между метаморфитами основания складчатой области и осадочным чехлом ее срединных массивов, между чехлом молодых платформ и срединными массивами, находящимися в их основании. Другие сейсмические границы проявляются менее резко. Однако оба эти типа границ, согласно С. В. Крылову (1967), удовлетворяют обязательным требованиям: на таких границах возможно образование упругих волн, наблюдаемых при глубинном сейсмическом зондировании, а найденные по ним сейсмические разделы могут быть выделены на значительной территории.

Латеральные изменения в структуре земной коры сейсмическими методами устанавливаются менее отчетливо. Их удается обнаружить по различному расположению границ внутри того или иного слоя (см. рис. 30,

33, 37, 38, 44). Эти латеральные неоднородности позволяют, с одной стороны, говорить о различии структурных планов в разных слоях земной коры, а с другой — выявлять в каждом слое, а также в объеме всей земной коры ряды тектонических единиц разного ранга.

### Соотношение геологических и сейсмических слоев земной коры

Глубинное строение земной коры анализируется в основном по сейсмическим данным, которые получают методом глубинного сейсмического зондирования (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 непрерывном профилировании.

Мощность многих тектонических единиц (наборов горных пород, или литологически однородных пачек, геотформаций, формационных и тектонических комплексов) меньше или близка к этой разрешающей возможности ГСЗ. Очевидно, что формационные тектонические единицы в большинстве случаев не будут выявлены геофизическими методами даже при плотных системах наблюдения. Зарегистрированные на профилях ГСЗ сейсмические границы отражают скорее всего формы геологических тел, относящиеся к более крупным элементам земной коры. Тектонические и формационные комплексы можно считать наименьшими элементами из тех, что выделяются на профилях ГСЗ (см. рис. 30, 33, 37—39, 56, 57).

Все структурные элементы Земли меньшего ранга, как правило, имеют мощности меньше пределов возможностей ГСЗ. Эти элементы выявляются только при неглубоком их залегании в верхней части земной коры более детальными (сейсморазведочными) методами геофизики, в которых применяются более низкие частоты, нежели ГСЗ. Находящиеся в недрах Земли геологические формации в методах ГСЗ, вероятно, проявляются чаще всего как некая «мутная неоднородность» состава земной коры. Формационные элементы, следовательно, могут изучаться на профилях ГСЗ лишь статистическими методами характеристики «мутности» земной коры (Косминская и др., 1972).

Волновые и скоростные характеристики конкретных разрезов, определяющие континентальную, региональную и локальную расслоенность земной коры, свидетельствуют о некоторой зависимости пологих сейсмических границ от формационного, петрографического (минерального) и химического состава слоистых структурных элементов Земли. 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 (Годин, 1969; Резанов, 1971, 1972; Моисеенко, 1971; и др.); 2) поверхности фронтов регионального метаморфизма разных степеней (Фотиади, 1958; Соллогуб, Чекунов, 1975; Ризниченко, Косминская, 1963; Косминская, 1968; Чекунов, 1972); 3) фазовые переходы и изменение химического состава в слоистых элементах Земли (Вернадский, 1965; Виноградов, 1962; Магницкий, 1965; Деменицкая, 1975; Белоусов, 1966, 1968; Н. Соболев, 1968; и др.).

Увеличение скоростей сейсмических волн, определенных по годографам экспериментальных исследований, с глубиной и результаты сопоставления их с экспериментально полученными в лабораториях скоростями упругих волн позволяют некоторым исследователям считать, что верхняя часть консолидированной коры сложена преимущественно «кислыми» магматическими и метаморфическими породами, а нижняя — «базальтовыми», или «основными», тогда как верхняя часть мантии, находящаяся непосредственно под границей Мохоровичича — породами типа перидотита, эклогита и дунита (Беляевский, 1974; Вольвовский, 1973;

и др.). Поэтому многие конкретные сейсмологические разрезы (модели) земной коры состоят из трех основных элементов: осадочного, гранитного и базальтового слоев. Такое разделение земной коры на слои, как справедливо заметил И. С. Вольвовский (1973, с. 113), «не является чисто условным». Оно действительно соответствует делению горных пород и геологических формаций на такие эмпирически полученные «единицы вещества», как осадочные, гранитоидные, базальтоидные и ультраосновные (перидотитовые) формационные комплексы так называемой «чистой линии» (см. гл. III).

Помимо традиционных трехслойных моделей строения земной коры в геофизических построениях широко используются также четырехслойные модели, по которым в континентальной коре различают слои: 1) базальтовый, 2) андезитовый, или диоритовый, 3) гранитный, или гранитно-метаморфический, 4) осадочный, или осадочно-вулканогенный (Наливкина, Дьячкова, 1970; Моисеенко, 1971; Резанов, 1972; Разинкова, 1972; и др.).

Эти слои также характеризуются разными значениями скоростей продольных волн и плотности. Верхние границы трех первых слоев (их кровля) проводятся соответственно по разделу Конрада, Ферча и фронту метаморфизма. Состав первого слоя сопоставляется с породами основного состава, амфиболитовой, гранулитовой и эклогитовой фациями метаморфизма; второго — с метаморфизованными андезитами, андезито-базальтами и гранодиоритами, а третьего — с метаморфическими комплексами мио- и эвгеосинклинальных зон. К верхнему осадочно-вулканогенному слою относятся все слабо метаморфизованные осадочные формационные комплексы с интрузиями и вулканогенными толщами. Однако как трех-, так и четырехслойные модели земной коры отражают действительность лишь в первом приближении. Это неоднократно подчеркивается во многих региональных работах, посвященных строению земной коры. Анализ глубинного строения земной коры Средней Азии по данным сейсмической съемки приводит, например, к совершенно определенному выводу, «что представление коры в виде модели, состоящей из нескольких слоев со скачками или без скачков скорости на границах слоев, — очень большая схематизация реальной картины» (Бутовская, Атабаев и др., 1977, с. 51).

Такие модели считаются достаточно грубыми, слишком схематизированными по нескольким причинам. Во-первых, и это самое главное, в конкретных скоростных разрезах земной коры, как правило, обнаруживается гораздо большее число сейсмических слоев.

Во-вторых, реальные сейсмические изоповерхности (см. рис. 33) являются рваными, чешуйчатыми и расщепленными, т. е. они имеют такую же слоисто-чешуйчатую природу, как и тектонические комплексы земной коры, выходящие на ее поверхность. Поэтому на самом деле нельзя проследить, как об этом пишут Е. М. Бутовская, Х. А. Атабаев и др. (1977), изоповерхность определенного сейсмического значения в виде поверхности, непрерывной на значительной площади или вдоль значительного отрезка профиля. Напомним здесь, что и тектонические комплексы того или иного вещественного выполнения (эвгеосинклинальные, миогеосинклинальные и др., см. рис. 35) тоже не выделяются в виде непрерывных слоев земной коры. Тектонические комплексы осадочного, или миогеосинклинального, выполнения, например, образуют достаточно четко прослеживаемый в земной коре слой только тогда, когда разные структурные группы комплексов (плитные, орогенные, геосинклинальные и разломные) образуют непрерывный вещественный ряд, подобный тому, который представлен в опорном разрезе Предкавказья и Кавказа на рис. 24 и 37. Все это наводит на мысль, что слои, показываемые в многослойных сейсмических моделях земной коры, представляют собой опре-

деленные вещественные ряды тектонических комплексов (показаны в виде диаграмм I—VIII на рис. 34 и 35).

В-третьих, принятая в трех- и четырехслойных моделях геологическая интерпретация вещественного состава сейсмических слоев не достаточно учитывает тот факт, что базальтоидные, гранитоидные и осадочные формационные комплексы так называемой «чистой линии» в земной коре образуют слоистые элементы смешанного состава (см. рис. 32, 35, а также раздел о формационных комплексах в гл. III).

Тектонические комплексы разного состава залегают в земной коре в определенной последовательности, которая нашла отражение даже в упрощенных трехслойных моделях ее строения. Комплексы ультраосновного состава, как правило, залегают в основании коры, располагаясь обычно ниже поверхности Мохоровичича, а иногда — в нижнем так называемом базальтовом слое. Лишь в зонах сверхглубинных разломов комплексы этого состава часто поднимаются в более верхние слои земной коры. Тектонические комплексы, сложенные базальтоидными формациями, в большинстве случаев концентрируются в нижней части земной коры, которая поэтому и называется базальтовым слоем. Комплексы, в состав которых входят гранитоидные формации (наряду с метаморфическими и вулканогенно-осадочными), тяготеют к средней части континентальной коры, называемой гранитным слоем. Самые верхние части земной коры образованы «осадочными» рядами тектонических комплексов, составляющими ее осадочный слой. Эта закономерность в распределении тектонических комплексов в земной коре, однако, не является строгой. Дело в том, что помимо комплексов «чистого» состава (ультраосновных, базальтоидных, гранитоидных и осадочных) в земной коре имеются тектонические комплексы смешанного, или сложного, состава. Так называемые базальтовый, гранитный и осадочный слои земной коры выделяются в ней с довольно «расплывчатыми» границами, т. е. весьма грубо — с точностью до вещественных рядов тектонических комплексов. В связи с этим трехслойная модель строения земной коры справедливо рассматривается как относительно простая модель первого приближения. Выделяемые в ней структурные элементы, конечно, ни в коей мере не следует строго связывать с петрографическим и формационным составом горных пород и понимать, например, гранитный слой земной коры как слой, нацело сложенный гранитными формациями, а осадочный — только осадочными образованиями.

Таким образом, упомянутые выше сейсмические модели строения земной коры в целом достаточно удовлетворительно, хотя и с разной степенью точности, отражают те структурно-вещественные неоднородности, которые выделяются в земной коре всеми другими геологическими методами. 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 (1977) и целого ряда других ученых, использование критериев, получаемых с помощью геофизических моделей в общей систематике структурных элементов, приводит к противоречиям. Они видятся в том, что подразделение 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 по визуальным устанавливаемым структурно-вещественным характеристикам. Однако последние вряд ли следует слишком резко противопоставлять геофизическим критериям выделения крупных структурных элементов. Физические приборы и методы, разрабатываемые в связи с применением этих приборов, только потому, вероятно, и нашли широкое применение в естествознании (а не только в геологии), что позволяют или помогают распознавать физические свойства предметов реального мира с доступной соот-

ветствующим методам точностью. В этом отношении геофизические методы вполне сравнимы со всеми другими физическими методами. Таковые, как известно, используются не только при изучении глобальных элементов Земли и космических объектов, но и для расшифровки структуры и состава самых низких элементов ранговой шкалы, в частности минералов и молекул (см. рис. 1—3 в гл. II).

### Фациальные изменения в послойном составе областей земной коры

Для общей оценки послойного состава и строения земной коры по крупным ее областям в настоящее время, когда еще нет достаточно плотной сети детальных разрезов, практически более приемлемыми оказываются упрощенные трех- и четырехслойные сейсмические модели, подобные тем, что показаны на рис. 36—39, 44.

Наиболее полные разрезы земной коры характерны для континентов, в пределах которых на дневной поверхности встречается полный ряд тектонических комплексов разного состава, начиная от ультраосновных и кончая осадочными (см. рис. 32, 35, табл. 15).

Принципиально иначе построены вертикальные разрезы земной коры в морях и океанах, что было в общих чертах установлено после первых сейсмических исследований перехода континентальной коры в области акваторий. Крайние типы строения земной коры относительно детально изучены благодаря работам Д. Гиллули (1957), М. Юинга и Ф. Пресса (1957), Э. Бедерке (1960) и многих других ученых.

В современную литературу прочно вошли такие названия этих главных типов строения земной коры, как материковая (континентальная) и океаническая земная кора. На самом деле вертикальные разрезы коры как в пределах континентов, так и в пределах океанов чрезвычайно изменчивы. Фрагменты океанической коры встречаются на континентах, а континентальной — в океанах. Особенно четко это видно по окраинам Мирового океана, которые одновременно рассматриваются как элемент



Рис. 38. Геоструктуры земной коры и глобальные зоны Земли в сейсмическом разрезе через о. Сахалин, Южно-Охотскую впадину и Курильские острова. По Н. А. Беляевскому и А. Г. Родникову (1971), (Беляевский, 1974).

1 — поверхность базальтового слоя; 2 — поверхность М; 3 — разломы; 4 — гипоцентры землетрясений; 5 — водная толща; 6 — осадочная толща; 7 — граничная скорость, км/с.  $K_1$  — гранитный слой,  $K_2$  — базальтовый слой,  $M_1$  — верхняя мантия,  $v_{ц}$  — пластовая скорость, км/с.

материков — материковые окраины. В этом уже находит свое отражение единство геологической природы континентов и океанов. Однако эта общность геологического строения и истории земной коры на континентах и океанах не вызывает решительных возражений лишь при рассмотрении мезозойской истории, запечатленной в мезозойских и кайнозойских образованиях коры в зонах сравнительно неглубокого ее погружения под воды Мирового океана. Внутренние области океанов, особенно в части их домезозойского строения и домезозойской истории развития, оказываются еще недостаточно изученными, чтобы не быть предметом противоречивых интерпретаций в отношении как состава и структуры коры, так и ее формирования. Это в первую очередь относится к нижним горизонтам коры, в которых происходили и, возможно, происходят какие-то (пока загадочные для нас) процессы, приводящие к постепенному переходу «континентальной» коры в «океаническую», сохраняющую примерно такой же характер латеральной структурной дифференцированности, но принципиально меняющей характер распределения вещества в коре на огромных ее площадях (рис. 38, см. также рис. 39, 57, 56).

В соответствии с этими данными земная кора по типу послойного состава и строения условно делится на континентальную, океаническую и переходную, в пределах которой выделяются так называемые промежуточные типы ее послойного разреза.

### *Континентальная кора*

В составе континентальной коры принимают участие тектонические комплексы исключительно разнообразного вещественного выполнения (см. рис. 35). Эти комплексы по сходству их состава и некоторой общности геофизических характеристик объединяются в три мощных слоя, характерных для континентальной земной коры: осадочный, гранитный и базальтовый. Примеры послойных разрезов континентальной коры даны на рис. 30, 31 и 33, 37. На этих рисунках видно, что верхний осадочный слой (0—20 км) коры в пределах континентов сложен преимущественно осадочными тектоническими комплексами, относящимися к разным структурным группам — плитным, геосинклинальным и разломным. Средний гранитный, или гранитно-метаморфический, слой (8—25 км) континентальной коры отвечает тектоническим комплексам, выполненным гранитоидными формациями, метаморфическими формациями и изверженными породами преимущественно среднего и кислого состава. Во многих местах этот слой выходит на дневную поверхность или близко подходит к ней: Кольский полуостров, Украина, Алданское нагорье, в центральной части хребтов Кавказа, Урала, Тянь-Шаня, Скалистых гор, Кордильер и др.

Гранитный слой характеризуется скоростями продольных сейсмических волн в пределах от 5,0 до 6,5 км/с. О петрографическом и формационном составе верхней части этого слоя судят главным образом по выходам его на щитах платформ (см. рис. 30). Считается, что около 50% объема данного слоя занимают граниты, около 40% — гнейсы и другие метаморфические породы амфиболитовой стадии метаморфизма, около 10% — породы гранулитовой и эклогитовой фаций метаморфизма, слабо-метаморфизованные кварциты, филлиты, доломиты, основные изверженные породы. Мощность гранитного слоя в континентальной коре в большинстве случаев колеблется между 8 и 25 км и зависит от ее общей мощности. Он занимает 40—50% мощности всей коры на платформах и 20—30% на щитах (Белоусов, 1976). Кровля гранитного слоя на континентах обычно рассматривается как кровля консолидированной коры — слоя  $K_1$ . В геологическом смысле — это «фундамент» для всех залегающих выше осадочных и осадочно-вулканогенных комплексов — осадочного слоя земной коры в широком понимании этого термина (табл. 15).

В областях развития осадочного слоя эта граница часто совпадает с кровлей кристаллического фундамента платформы (см. рис. 25, 27, 30, 36, 42). На щитах древних платформ верхняя граница гранитного слоя, по-видимому, обусловлена увеличением градиента скорости на глубинах 1—3 км за счет увеличения давления до 1—2 кбар в гранито-гнейсовых комплексах (Клосс, 1972; Галдин, 1971).

В складчатых областях кровля этого слоя, вероятно, отражает поведение поверхности, соответствующей зеркалу складчатости и связанному с ним фронту метаморфизма (Крылов, Мишенькин, 1971).

На Балтийском щите, например, раздел К приурочен к границе амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма. Эта граница здесь охватывает зону мощностью в несколько сот метров (Жданов, 1971; Земная кора..., 1978). Отметим здесь, что на материках есть места, где можно предполагать полное отсутствие гранитного слоя. Он отсутствует, по-видимому, в некоторых районах Балтийского и Анабарского щитов, а также во впадинах эпиконтинентальных морей и в некоторых глубоких депрессиях, таких как Прикаспийская синеклиза, где осадочный слой мощностью около 18 км залегает, вероятно, непосредственно на базальтовом слое.

Третий, базальтовый, слой континентальной коры по физическим свойствам сопоставляется с базальтоидными формационными комплексами магматических и метаморфических пород, хотя это не означает, что он полностью только ими сложен. Значительную роль в составе этого третьего слоя континентальной коры играют продукты гранулитовой фации метаморфизма, кварц-полевошпатовые гнейсы с гранатом и пироксеном и плагиоклазовые гнейсы, не содержащие слюд. Поэтому этот слой называют еще гранулитобазальтовым и диоритовым слоем (см. рис. 30, табл. 15).

Базальтовый слой земной коры отделен от гранитного сейсмическим разделом Конрада. Ниже этого раздела скорость продольных сейсмических волн обычно возрастает до 6,6 км/с или больше, а к подошве базальтового слоя она увеличивается до 7,3 км/с. В базальтовом, или в метабазальтовом, как его называют, слое пологие сейсмические границы

Т а б л и ц а 15

Корреляция геофизических слоев океанической и континентальной коры с вещественными рядами тектонических комплексов

Модели обобщенных разрезов земной коры		Вещественные ряды тектонических комплексов и условные названия образуемых ими слоев*
Океаническая кора	Континентальная кора	
Первый слой (осадочный)	Осадочный слой (S)	I — осадочный
Второй слой (платобазальтовый)		II — платобазальтовый
Слои отсутствуют	Гранитный (K <sub>1</sub> )	III — меланжевый IV — вулканоплутонический V — гранитоидный
Третий слой (базальтовый фундамент «корово-мантийная смесь»)	Базальтовый (K <sub>2</sub> )	VI — диоритовый, или андезито-базальтовый, гранулитобазальтовый VII — базальтоидный VIII — гипербазитовый, или корово-мантийный

\* Диаграммы качественного состава слоеобразующих комплексов представлены на рис. 32, 34, 35.

также связываются с метаморфической дифференциацией вещества (Наливкина, Дьячкова, 1970).

Таким образом, сейсмические границы земной коры, по которым выделяются три главных слоя континентальной коры, коррелируются с формационным составом тектонических комплексов в самом общем, схематизированном виде (см. табл. 15). Сами разделы усредненных слоев представляют собой мощные переходные зоны, сложенные линзовидными телами, с заметно различающимися скоростными характеристиками. По этим характеристикам и форме (см. рис. 30, 36) указанные тела вполне сопоставимы с тектоническими комплексами разного вещественного выполнения. Кроме того, в земной коре континентального типа в ряде районов устанавливаются слои пониженных скоростей (волноводы). Они отмечаются на глубинах порядка 8—15 км и около 20 км, где скорость продольных волн  $v_p = 5,5$  км/с (Landisman *et al.*, 1971).

Таким образом, рассмотренные здесь слоистые модели континентальной земной коры являются слишком идеализированными и упрощенными. Выделяемые в таких обобщенных моделях слои на континентах прослеживаются не повсеместно. В реальных структурах земная кора характеризуется слоисто-блоковой макронеоднородностью. Судя по опорным разрезам, представленным на рис. 25, 27, 30, 31, 33 и 37, указанная макронеоднородность на поверхности континентов проявлена в виде тектонических комплексов, имеющих разное вещественное выполнение и форму.

### *Океаническая кора*

В разрезе земной коры океанов и морей очень часто отмечается неполная по сравнению с континентами последовательность тектонических комплексов разного вещественного выполнения (см. табл. 15). От континентальной океаническая кора отличается как составом слагающих ее комплексов, так и той структурой, которую слои разного состава образуют. Кора этого типа характеризуется меньшими мощностями разреза и практически полным отсутствием тектонических комплексов гранитоидного состава, т. е. тех комплексов, которые доминируют в гранитном слое континентальной коры (рис. 39, см. также рис. 56, 57).

Во внутренних областях океанов сейсмическими методами устанавливается три слоя. Водный слой в этих моделях в расчет не принимается. Отсчет слоев океанического дна обычно ведется сверху вниз: 1) осадочный; 2) платобазальтовый; 3) базальтовый фундамент.

Кора такого типа, согласно В. В. Белоусову (1976), отличается от материковой, во-первых, значительно меньшей толщиной (6—7 км, против 40—50 км на континентах). Во-вторых, она лишена гранитного слоя, и тонкий (не более нескольких сотен метров толщиной) осадочный слой в ней залегает на втором океаническом слое, сложенном осадочными и магматическими формациями базальтоидной группы. Комплексы такого состава, очевидно, могут быть сопоставлены с платобазальтовым вещественным рядом тектонических комплексов (элементы 5—8 на рис. 35). Мощность этого платобазальтового комплекса около 1,0—1,5 км, а скорость продольных сейсмических волн в этом слое примерно такая же, как и в осадочном (осадочно-вулканогенном) слое континентальной коры. Ниже находится третий океанический слой, который по своим сейсмическим характеристикам, по-видимому, отвечает базальтовому слою континентальной коры (см. табл. 15). Состав его в океане достоверно пока неизвестен ввиду того, что он здесь нигде еще не вскрыт. Однако по различным признакам можно предполагать, что в нем, как и в базальтовом слое на континентах, доминируют различные формации базальтоидного состава. Два нижних слоя часто называются фундаментом океанической коры. Залегаящий выше их

осадочный слой океанической коры изучен относительно лучше, чем другие. Он сложен «нормальными» осадочными породами океана, т. е. осадочными формационными комплексами «чистой линии». Это обычно пелагические илы, которые переслаиваются с известковистыми илами, известняками и кремнистыми породами, пеплом.

Стратиграфический возраст подошвы осадочного слоя океанической коры определяется тем, что на дне современных океанов нигде не были обнаружены породы древнее юрских. Наиболее древние из фаунистически охарактеризованных горизонтов осадочного слоя по фауне относятся к поздней 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 среднеюрские отложения. Фундаментом для осадочного слоя океанической коры чаще всего служит неровная поверхность осадочно-вулканогенного, или платобазальтового, слоя (см. табл. 15).

По данным Ле Пешона и др. (1977), этот второй океанический слой 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 считают отторженцами этого фундамента, и по скоростям сейсмических волн. По этим данным предполагается, что нижний слой коры океанов сложен серпентинизированными перидотитами и метаморфизованными базальтами (Le Pichon, 1968; Bottinga, Allegre, 1973). Такой «корово-мантийный» состав наиболее вероятен в зонах океанических поднятий, где кора часто аномально утолщается и проявляется не только базитовый, но и гипербазитовый магматизм и метаморфизм (Миясиро и др., 1973; Дмитриев и др., 1972; Бонатти и др., 1973). Нижний слой океанической коры здесь представлен базальтами и габбро, метаморфизованными в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях. В зонах океанических поднятий, вероятно, имеются также тела серпентинитовых перидотитов. Такое предположение согласуется с экспериментами по генезису океанических базальтов и с результатами измерения скоростей прохождения сейсмических волн в этих породах (Грин, 1973; Christensen, Salisbury, 1975), а также в зонах океанических поднятий.

В пределах ложа Мирового океана встречаются и кислые магматические породы (Лучицкий, 1973), так что кора океанического дна, по-видимому, не повсеместно имеет «океанический» состав. Подобно тому, как в пределах континентов встречаются субокеанические участки, в которых базальтовый слой выходит на дневную поверхность или непосредственно перекрывается осадочным слоем, в океанах можно встретить субконтинентальные участки перекрытия базальтового слоя «островами» гранитного состава.

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. 56, 57). 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 послойном составе и структуре земной коры отмечаются в областях перехода от океана к континенту.

*Промежуточные типы земной коры и общая классификация  
послойного состава различных ее областей*

По мере изучения глубинного строения континентальных и океанических областей стало совершенно очевидным, что частные скоростные разрезы типа «континентальная» или «океаническая кора» полностью не отражают характера тех изменений, которые происходят в послойном составе земной коры по мере движения от типично континентальных к типично океаническим областям.

В зонах перехода континента в океан послойные фациальные изменения в земной коре представлены наиболее полно. Здесь мощность коры изменяется от 40—45 км в материковой части коры до 20—25 км в островных дугах и до 5—10 км — в океанах и морях. Не остается одинаковым и послойный состав земной коры (см. рис. 36, 38, 39). Все это приводит к необходимости выделения так называемых промежуточных типов строения земной коры (Деменицкая, 1975; Фотиади, Каратаев, 1963; и др.), в которых учитывается не только вертикальный скоростной разрез, мощности и состав слоев в конкретном вертикальном разрезе, но и характер их взаимных переходов, т. е. характер происходящих в послойном составе земной коры фациальных изменений.

Земная кора в переходных, или промежуточных, областях имеет неодинаковое слоистое строение и состав, по которому различаются субокеанический и субконтинентальный типы земной коры.

*Субокеанический тип переходной коры* выделяется на том основании, что в пределах некоторых областей в целом ряде участков и даже зон (Японская дуга, Сахалин, Камчатка в зоне перехода Азиатского континента к Тихому океану, а также в зонах перехода Американского континента к Атлантическому океану) существуют острова гранитного слоя (см. рис. 38, 39). Такое неповсеместное (островное) распределение участков с гранитным слоем, их перемежаемость с участками океанической коры и присутствие всей гаммы переходных сейсмических характеристик, отражающих, вероятно, переходный характер вещественного состава слоев, находящихся между базальтовым и гранитным слоями, считаются важнейшими особенностями субокеанического строения земной коры.

В субокеанической коре при детальном ее расчленении в пределах островных дуг и океанических поднятий устанавливаются утолщенный

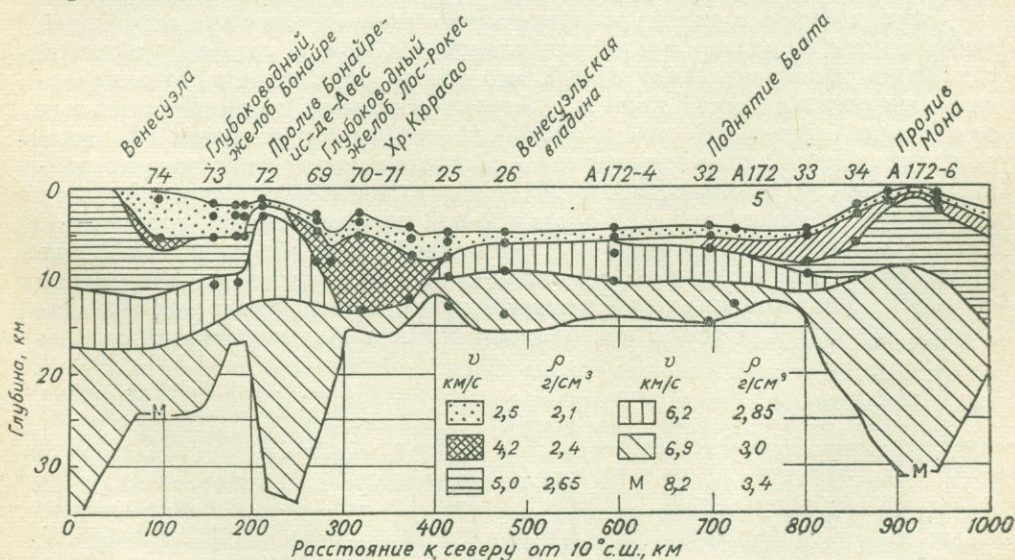


Рис. 39. Разрез земной коры через окраину материка от Венесуэлы до о. Пуэрто-Рико (68° з. д.) По Ж. Уэрзелу (1969).

базальтовый и андезитовый слои, а также нечетко выраженный гранитный. 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 часто выклинивается по направлению к океану, но не сразу, а постепенно, как это показано на рис. 38 и 39. В субокеанической области гранитный слой сохраняется в виде линз с нечеткими границами. Снизу линзы гранитного слоя подстилаются базальтовым слоем, а сверху — перекрываются осадочным. Базальтовый и осадочный слой земной коры прослеживаются от континентальной области в океаническую, практически не изменяя своих сейсмических характеристик. Послойный состав и обобщенная слоистая структура океанических и субокеанических областей земной коры, таким образом, могут быть представлены разными моделями (см. колонки I и II на рис. 40).

Во внутренних частях континентов области переходного или промежуточного типа строения земной коры построены иначе, что хорошо видно на примере перехода континентальной коры в области распространения эпиконтинентальных морей и седиментационных впадин типа Средиземноморских, Черноморской впадин, Прикаспийской синеклизы и др. (см. рис. 24, 36).

Земная кора во впадинах такого типа, если их рассматривать изолированно и характеризовать только по локальным скоростным разрезам, отличается от типично океанической лишь большей мощностью рыхлых осадков.

Указанные впадины, вероятно, возникают на коре континентального типа, с которой они тесно генетически связаны. Поэтому их называют иногда эпиконтинентальными впадинами или морями. Области развития в земной коре таких изолированных впадин могут быть названы субконтинентальными. *Субконтинентальная кора* области Средиземного моря, например, возникла скорее всего на месте континентальной коры в связи с наложением молодого опускания на складчатую область. Во всяком случае структурно и генетически она непрерывно связана со Средиземноморской складчатой областью. Точно так же Черноморская и Каспийская впадины связаны с областями Альпийской складчатости юга СССР, что хорошо видно на рис. 20, 21 и 36.

Земная кора в областях развития эпиконтинентальных впадин и морей имеет другой характер послойных изменений, чем в пределах областей с типично континентальной корой, что нашло отражение в моделях послойного состава земной коры в субконтинентальных и континентальных ее областях (колонки III и IV на рис. 40). На коротком расстоянии субконтинентальная кора сильно меняется по толщине и имеет различное послойное строение на площади; последовательность в залегании тектонических комплексов и образуемых ими слоев в такой коре не остается постоянной. Резко изменчивой оказывается мощность самой коры, особенно ее верхних слоев. Она более толстая по бортам впадин, под горными сооружениями островов и прилегающих к морям частей суши, заметно утоняется под впадинами и морями, а также под прилегающими к ним низменностями, где

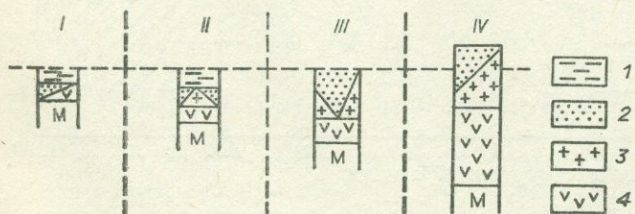


Рис. 40 Главные типы послойного состава земной коры в разных ее областях: складчатых, рифтовых и платформенных.

I — водный слой; 2 — осадочный; 3 — гранитный; 4 — базальтовый.

I — океаническая кора, II — субокеаническая, III — субконтинентальная, IV — континентальная.

земная кора по геофизическим характеристикам отдельных вертикальных разрезов может иметь «океанический» тип строения, но с гораздо более мощным осадочным слоем.

Субконтинентальные области, таким образом, по своему послыному составу и внутренней структуре качественно отличаются не только от областей океанической и континентальной коры (двух крайних типов послыного строения земной коры, представленных разрезами I и IV на рис. 40), но и от областей субокеанической коры (колонка III на том же рисунке). Главное качественное отличие субконтинентальных областей земной коры от областей субокеанических, по-видимому, состоит в том, что для субконтинентальных областей не характерны редкие острова гранитного слоя, перекрытые осадочным относительно маломощным слоем. Здесь преобладают глубокие впадины в гранитном слое, которые проникают вплоть до кровли базальтового слоя и заполняются мощным осадочным покровом, что отражено на обобщенном послыном разрезе субконтинентальной коры в колонке III на рис. 40.

Разделение так называемой переходной земной коры по ее послыному составу на кору субконтинентального и субокеанического типа широко распространено в геологических и геофизических работах. Но среди ученых нет пока единства в отношении терминологического обозначения указанных типов и критериев их обособления. Поэтому в некоторых работах субконтинентальная кора в рассмотренном выше смысле иногда называется субокеанической, а субокеаническая — субконтинентальной. Несогласованность этих названий, однако, существа дела не меняет.

Названные выше главные типы земной коры устанавливаются по характеристикам послыного состава некоторой области земной коры. Тем не менее границы самих таких областей только по критериям слоистого состава земной коры не устанавливаются. Структурное обособление различных областей земной коры проводится по результатам изучения ее геологического строения всеми методами региональной геологии, а не только путем сейсмического зондирования глубоких недр.

## ГЕОСТРУКТУРНЫЕ ОБЛАСТИ (ГЕОСТРУКТУРЫ) ЗЕМНОЙ КОРЫ

Обособление различных видов геоструктурных областей, или геоструктур, земной коры практически началось с весьма грубого разделения ее поверхности по геолого-геоморфологическим критериям на области двух типов: 1) *платформенные* и 2) *складчатые (подвижные)*. Эти основные типы геоструктур в земной коре фактически были намечены по ее поверхностной структуре в конце XIX — начале XX в., когда еще почти безраздельно господствовала предложенная в 1830 г. (1852 г.) французским геологом Э. де Бомоном контракционная гипотеза формирования структур Земли. Согласно этой гипотезе вся земная кора должна охватываться силами сжатия и соответственно быть смятой. Обратив внимание на то, что одни области коры на самом деле смяты в складки, а другие остались недеформированными, Э. Зюсс (Suess, 1909) обособил в ее структуре «жесткие» и «пластичные» области, т. е. складчатые или подвижные области и платформы. Терминология этих наиболее общих зональных структурных подразделений земной коры с течением времени не оставалась постоянной, а изменялась и детализировалась в связи как с появлением новых теоретических предпосылок, так и с выделением различных типов строения *платформенных и подвижных областей*.

Таким образом, складчатые геосинклинальные области и платформы как участки земной коры с принципиально различной внутренней структурой и историей формирования противопоставлялись уже в первых классификациях геологических структур, наметившихся в самом начале регио-

## Терминология геоструктурных зон земной коры разного типа

Главные структурные группы областей		Близкие понятия и синонимы*	Региональные примеры
Подвижные области	Рифтовые зоны	Рифты, рифтовые зоны (Милановский, 1976; Хаин, 1977), рифтовые своды (Белоусов, 1976), глубинные раздвиги (Хаин, 1977), линеаменты (Вотах, 1976), дейтероорогенные области 2-го типа (Боголепов, 1977)	Байкальская, Восточно-Африканская (рис. 43, 44)
	Складчатые области	Современные геосинклинальные области, океанические подвижные пояса (Пуцаровский, 1972), области эпициатформенного орогенеза (Муратов, 1972), эпициатформенные и эпигеосинклинальные орогенные пояса (Хаин, 1973а), дейтероорогенные области 1-го типа (Боголепов, 1977)	Тянь-Шань, Бол. Кавказ, Урал, Анды (рис. 20, 24, 28, 29)
Платформенные области	Молодые платформы (параплатформы)	Платформы с мезозойским основанием (Suess, 1909), молодые платформы (Шатский, 1964), квазикратоны (Штилле, 1964), параплатформы (Хуан Ци-цин, 1961), неоталяссократоны, квазиталассократоны (Удинцев, 1972; Геологический словарь, 1973), молодая океаническая плита (Тектоника Евразии, 1966)	Скифская, Туранская, Западно-Сибирская и Атласская платформы (рис. 21, 24, 41)
	Древние платформы (ортоплатформы)	Древние, докембрийские, или настоящие, платформы (Suess, 1909), кратоны (Штилле, 1964), ортоплатформы (Хуан Ци-цин, 1961), талассократоны (Хаин, 1964; Удинцев, 1964; Красный, 1977), древняя океаническая плита (Тектоника Евразии, 1966)	Европейская платформа (рис. 25, 27, 30)

\* Различные варианты определений и возможные смысловые значения приведенных терминов пояснены в «Справочнике по тектонической терминологии» (1970) и в справочнике «Тектоника континентов и океанов» (1976).

нальных тектонических исследований. Представления, составившие позже основу учения о геосинклинальных складчатых областях (геосинклиналях в широком понимании) и платформах, впервые в явном виде были высказаны, по-видимому, американским геологом Дж. Дэна (Dana, 1973). Зоны мощного осадконакопления, из которых впоследствии рождаются геосинклинальные комплексы, представленные в виде горных сооружений, он обозначил термином «геосинклиналь». С тех пор области широкого развития геосинклинальных тектонических зон стали называться геосинклинальными (эпигеосинклинальными) областями. Структура этих областей впервые четко была противопоставлена структуре платформ в работах французского геолога Э. Ога (Oga, 1900). Э. Зюсс уточнил понятие платформ, особовив отдельно древние, или настоящие, платформы от платформ 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 (табл. 16).

Теория геосинклиналей Дж. Дэна, по справедливому замечанию А. А. Богданова (1976), создала целую эпоху в развитии теоретической геологии. Однако теория геосинклиналей поначалу была направлена главным образом в сторону истолкования смен палеогеографических обстановок прошлого, т. е. пыталась описывать структуру земной коры слишком детально — на уровне формаций. По этой причине, вероятно, она не толь-

ко не смогла приобрести значения общей теории строения и развития земной коры, но постепенно становилась второстепенной теорией, рассматривающей круг частных явлений. Эта теория была в самых своих основах пересмотрена в 30-х годах текущего столетия А. Д. Архангельским и его учениками. А. Д. Архангельским (1941) основано принципиально новое научное направление — учение о самых крупных структурных элементах земной коры — геосинклинальных областях и платформах в широком смысле этих слов. Это была уже теория платформ и складчатых областей, а не теория частных геосинклинальных прогибов, противопоставлявшихся прогибам платформенным.

В работах А. Д. Архангельского (1932, 1941) в качестве главных структурных элементов земной коры рассматриваются геосинклинальные области и платформы. На примере геологического строения и геологической истории СССР он вместе со своими учениками четко показал, что геосинклинали Дж. Дэна (прогибы, тектонические зоны, на месте которых возникают горные цепи, сложенные мощными осадочными комплексами) являются главным, но далеко не единственным элементом геосинклинальных областей, которые в результате завершающей складчатости и поднятий преобразуются в складчатые системы, или области.

«Я не побоюсь утверждать, — писал по этому поводу А. А. Богданов (1976, с. 152), — что именно этим учением А. Д. Архангельского успешно пользуются все советские геологи как при региональных теоретических, так и при практических работах». Предложенные А. Д. Архангельским понятия, как заметил А. А. Богданов (1976, с. 153), весьма близки тем, которые были введены независимо от него Г. Штилле (1964) и другими исследователями. В «ортогеосинклиналях» Штилле — Кея, например, легко распознаются геосинклинальные области А. Д. Архангельского. В «интрагеосинклиналях» и «интрагеоантиклиналях» Тетяева — Белоусова — Хаина легко узнавать «геосинклинальные прогибы» и «геоантиклинальные поднятия» А. Д. Архангельского и т. д. Предложенная А. Д. Архангельским (1941) 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 (1932, 1941) прочно опирается 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, необходимость в которых возникает по мере поступления новых данных о структуре складчатых областей и платформ. Особое значение в плане совершенствования систем представлений о структуре земной коры имела практическая реализация в общих тектонических картах тех идей, которые были высказаны М. Бертраном, Э. Зюссом и Э. Арганом и которые получили позже название принципа возраста главной складчатости.

Составление таких тектонических карт за последние годы приобрело в нашей стране и за рубежом значение одного из важнейших видов обобщения знаний о структурных элементах земной коры. Эти карты вызывают большой интерес не только потому, что «составление... их является одним из главнейших и активных способов тектонического анализа, особенно в решении практических вопросов...» (Шатский, Богданов, 1961, с. 8). Огромное теоретическое значение имеет дальнейшая разработка тех принципов, которые были первоначально положены в основу составления общих тектонических карт такого типа.

Для районирования территории нашей страны идея принципа возраста главной складчатости, как известно, была применена практически одновременно М. М. Тетяевым (1933), Д. В. Наливкиным (1933), А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским (1933).

По структурному признаку (взаимоотношению между складчатыми и нескладчатыми структурными группами тектонических комплексов) вся

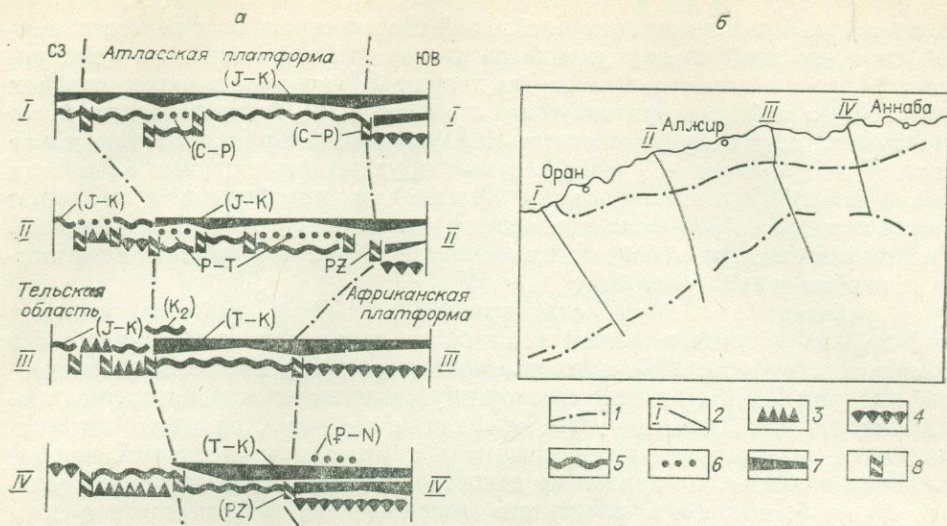


Рис. 41. Тектонические комплексы (а) в опорных разрезах (б) Северного Алжира. По О. М. Ахмедову, О. А. Вотаху, А. Г. Гасанову и др. (1970 г.).

I—I — курский, II—II — Амурский, III—III — Кабилский и IV—IV — Константинский опорные разрезы. 1 — границы геоструктур. 2 — линии опорных разрезов. 3—8 — тектонические комплексы: 3 — протогейсинклинальные (дотриасовый фундамент); 4 — нуклеарные (гнейсовые); 5 — мезогейсинклинальные комплексы и нерасчлененные комплексы фундамента молодой платформы; 6 — орогенных впадин; 7 — плитные; 8 — глубинных разломов и надвигов.

территория СССР была первоначально разделена на разновозрастные складчатые области и платформы.

По ходу составления общих тектонических карт для территории СССР, Европы, Евразии, Африки и Америки (Тектоника Европы, 1964; Тектоника Европы..., 1978; Тектоника Евразии, 1966; Кинг, 1972; и др.) обнаружилось, что идея обособления крупных структурных элементов по возрасту главной складчатости хорошо «работает» только в пределах конкретных тектонических зон складчатых областей. По этому критерию достаточно четко обособляются тектонические комплексы разного возраста и структурной принадлежности (рис. 41, см. также рис. 28, 29, 36). На этих рисунках хорошо видно, что по последовательности в залегании комплексов, принадлежащих к разным структурным группам (плитным, орогенным и геосинклинальным), можно также более или менее уверенно устанавливать относительный возраст соседней платформы и складчатой области. Но определить границы между всеми складчатыми областями по этому критерию исключительно трудно. Дело в том, что проблема выделения общих для крупной области структурных этажей, отвечающих возрасту главной складчатости, оказалась практически непреодолимой, «...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 практически осуществлялось не только по точно датированным (историческим) рубежам, но и по той последовательности, которая наблюдается в залегании заведомо асинхронных и разнотипных по своему составу и структуре тектонических комплексов — байкальских, каледонских, герцинских и т. п.

Старое, идущее от работ М. Бертрана, Э. Ога и Э. Зюсса понятие о возрасте главной складчатости фактически было уточнено уже при составлении первых мелкомасштабных тектонических карт. Так, авторы объяснительной записки к «Тектонической карте СССР...» (1957) 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 этажам, а «...скользящие во времени рубежи этапов развития земной коры...» (Яншин, 1966, с. 13).

К аналогичному выводу, что «...структурные этажи являются вещественно-стратиграфическими, а не хроностратиграфическими единицами», пришли также составители тектонических карт Северной Америки (Кинг, 1972, с. 35).

Разработанный главным образом на примере осадочных образований способ определения возраста крупных структурных элементов земной коры по перерывам и несогласиям для описания магматических и метаморфических комплексов 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, как и фазы складчатости. Попытки определить в данной ситуации возраст древних складчатостей по мысленной реконструкции первично-осадочных формаций и первичных структурных этажей в интересующем нас плане не являются правомерными: они приводят к полной подмене задачи системного расчленения земной коры по тем основным и структурно-вещественным характеристикам, о которых речь шла еще в I главе этой книги. Характеристика физической картины состава и строения земной коры, по-видимому, не должна заменяться описанием разнообразных представлений о ее геологическом прошлом.

Итак, идея общей четкой возрастной периодизации на базе единой стратиграфической шкалы при обращении к крупным структурным элементам земной коры себя не оправдывает столь великолепным образом, как при описании формационных тектонических единиц (см. гл. III).

Тем не менее накопленный к настоящему времени опыт составления тектонических карт по так называемому возрасту главной складчатости ясно показывает, что у этой идеи, как и у всех плодотворных идей, имеется бесспорный рациональный элемент. Он заключается в том, что структурно-вещественная характеристика крупных тектонических единиц в какой-то мере зависит также от последовательности в их залегании. Эта последовательность обязательно должна учитываться, и она действительно учитывается, при мелкомасштабном тектоническом расчленении земной коры — при обособлении в ее составе тектонических комплексов, а также геоструктурных областей разного типа: древних и молодых платформ, разнообразных складчатых областей и рифтовых зон.

### Главные структурные группы континентальных областей земной коры

История обособления самых крупных структурных элементов земной коры (геоструктур) во многих отношениях аналогична истории обособления более мелких ее элементов — формаций и тектонических комплексов.

Все известные в настоящее время главные группы структурных областей земной коры первоначально были выделены на поверхности континентов под тем или иным названием путем прямого указания на конкретные объекты (эталон, или тектонотипы). Говоря другими словами, *понятия о разных типах геоструктур первоначально были введены в науку тоже остенсивным путем* (см. гл. I). Так, Альпы, Кавказ, Урал и Аппалачи с самого начала рассматривались как *складчатые (геосинклинальные) области*, зоны или пояса.

## Терминология и региональные примеры рифтовых областей земной коры

Типы послонного состава земной коры*	Типы рифтовых зон, по Е.Е. Милановскому, 1976	Близкие понятия и синонимы	Региональные примеры
Океаническая	Океанические	Океанические рифтовые зоны, рифты (Белоусов, 1976; Грачев, 1977), георифтогенали (Удинцев, 1972)	Рифтовые зоны срединно-атлантического хребта (рис.56)
Субокеаническая		Рифтоподобные зоны периокеанических поясов (Милановский, 1976); окрашенные океанические рифты (Пуцаровский, 1972)	Рифтовые зоны Чили, Дальнего Востока СССР (рис. 38)
Субконтинентальная	Межконтинентальные (межматериковые)	Межконтинентальные, или межматериковые, рифтовые зоны, рифты (Милановский, 1970)	Красноморская рифтовая зона
Континентальная	Континентальные	Континентальные, или материковые, рифтовые зоны, своды, рифты (Белоусов, 1976 и др.; Милановский, 1970; Шерман, 1977; Грачев, 1977), дейтерогенные области 2-го типа (Боголепов, 1977)	Байкальская рифтовая зона (рис. 43, 44)

\* Модели главных типов послонного состава земной коры в разных ее областях представлены на рис. 40.

*Древними платформами* (настоящими платформами, ортоплатформами) всегда были Русская (Европейская, или Восточно-Европейская) и Северо-Американская. *Молодыми платформами* считались и продолжают считаться области, расположенные в пределах Западно-Сибирской и Туранской равнин, а также в Предкавказье.

Наконец, к *рифтовым зонам* (областям) всегда относились Байкальская и Восточно-Африканская области развития рифтовых впадин на континентальной коре. Региональные примеры областей, относящихся к разным структурным типам, указаны в табл.16,17. Там же приведены некоторые синонимы и понятия, появившиеся в геотектонике гораздо позже в связи с длительным и разносторонним изучением каждой из перечисленных групп геоструктурных областей земной коры.

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 (см. табл. 16, 18).

Исторически сложилось так, что геологическими методами на поверхности континентов сначала были выделены области земной коры, контрастно различающиеся между собой по характеру осадконакопления. 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 другим «подвижным», или складчатым, областям в самом широком смысле этого слова.

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 практически уже решенным. Другое дело — проблема обособления «промежуточных», если их так можно назвать, структурных зон земной коры: молодых платформ и рифтовых областей. Вопросы выбора критериев их отделения от древних платформ и складчатых областей широко обсуждаются и дискутируются. Наибольшие трудности возникают при решении двух основных вопросов этой проблемы. Во-первых, чем отличаются молодые платформы от во многом похожих на них древних платформ? Во-вторых, по каким критериям рифтовые зоны земной коры могут быть отделены от складчатых (геосинклинальных или эпигеосинклинальных) областей, которые также имеют много общих структурных черт с рифтовыми зонами земной коры?

### *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), называвшие платформы с архейским фундаментом *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; Тектоника континентов..., 1976), древние, или настоящие, платформы (ортоплатформы) представляют собой наиболее устойчивые и малоподвижные блоки земной коры континентов. В то же время они являются самыми древними частями материков.

Точно не установлено, сколько древних платформ имеется на земном шаре. Скорее всего более десяти, так как только в Евразии их насчитывают пять: Европейская (или Восточно-Европейская), Сибирская, Индостанская, Южно-Китайская и Китайско-Корейская (Докембрий..., 1977). По В. В. Белоусову (1976), на материках Земли известны десять древних платформ: Европейская, Сибирская, Китайско-Корейская, Южно-Китайская, Северо-Американская, Южно-Американская, Африканская, Индийская, Австралийская и Антарктическая.

Тектонотипом древних платформ Земли принято считать Европейскую, или Восточно-Европейскую, платформу, конкретные разрезы которой приведены на рис. 25, 27, 30 и 36, 42.

Первоначально в структуре Европейской платформы выделялись щит (Скандинавский) и плита (Русская) этой платформы (Suess, 1909; Карпинский, 1894). Э. Ог (Naug, 1909) в начале нашего столетия объединил щиты и плиты в единицу более крупного порядка, обособив «континентальные площади», или «платформы». Последующие исследования А. Н. Мазаровича (1938) и главным образом А. Д. Архангельского (1941) привели, по заключению А. А. Богданова (1976), к современным представлениям о том, что в общем комплексе структурных элементов земной коры единицей первого порядка являются древние платформы, а составляющими их структурами второго порядка — фундаменты и чехлы (щиты и плиты по старой терминологии).

На примере древней Европейской платформы отчетливо видны все основные структурные особенности геоструктурных областей этого типа. Земная кора в их пределах четко почти на всей территории разделяется на слои разного состава. Верхний «осадочный» слой ее называется платфор-



формы связывалось с началом палеозойской эры, а фундамента — с докембрием.

Основные структурные особенности, по которым молодые платформы отличаются от древних, были выявлены уже в первые годы интенсивного изучения эпипалеозойских платформ. Особенности строения геоструктур этого типа достаточно ясно видны на примере Скифской, Туранской и Западно-Сибирской платформ, детально изученных в ряде опорных профилей (см. рис. 7, 8, 21, 24, 36, 37, 41). Главными структурными элементами, по которым обычно судят о сходстве молодых и древних платформ, являются плитные тектонические комплексы. Как показано на этих рисунках, у древних и молодых платформ часто бывают общие плитные комплексы. Для Европейской платформы и прилегающих к ней с юга Скифской и Туранской плит, например, таковым является юрско-палеогеновый плитный комплекс осадков, который широко распространен на юге СССР и в Западной Сибири.

Структура находящегося под этим плитным комплексом фундамента, т. е. структура доплитного, или доюрского, фундамента молодых платформ резко отличается от структуры кристаллического фундамента древней платформы. Качественные различия между фундаментами древних и молодых платформ проявляются как в разном составе входящих в этот фундамент тектонических комплексов, так и в характере существующих между ними структурных связей. Доплитный фундамент молодых платформ представлен домезозойскими (преимущественно доюрскими) тектоническими комплексами, которые под плитой создают структуру, мало отличающуюся от структуры складчатых областей, наблюдаемой по выходам их на дневную поверхность. Такое сходство доплитного фундамента со складчатыми областями позволяет даже говорить о том, что складчатые области (Урал, Алтай и др.) якобы продолжают под мезозойской плитой соседних молодых платформ. Однако более правильным в данном случае было бы утверждать, что продолжают под платформу тектонические комплексы (зоны) складчатых областей обрамления, а не сами складчатые области, которые, как мы увидим далее, характеризуются принципиально другим типом строения земной коры в целом.

Структурные соотношения плитного и орогенного комплексов молодых платформ со всеми другими комплексами основания не эквивалентны соотношениям фундамента и чехла на древних платформах. В пределах древних платформ плитные комплексы вместе с комплексами орогенных впадин четко обособляются в качестве осадочного чехла платформы, ее осадочного слоя, этажа (см. рис. 25, 27, 30, 42). Осадочный чехол здесь выделяется надежно и объективно при всех видах геологических и геофизических работ. Чехол в данном случае по своим физическим свойствам и формационному составу качественно резко отличается от фундамента. На сейсмических профилях он более или менее строго отвечает границе осадочного и гранитного слоев земной коры. Чехол древних платформ выступает как структурный элемент определенного ранга — осадочный слой земной коры.

Граница между фундаментом и чехлом платформы в целом представляет собой некую усредненную поверхность, разделяющую тектонические комплексы разного вещественного выполнения: осадочные комплексы относятся к чехлу, а все остальные — к фундаменту. Формационные и тектонические комплексы, а не слои горных пород, следовательно, являются теми элементарными «структурными ячейками», латеральные ряды которых структурно обособляются как фундамент и чехол платформы. Размеры этих комплексов и определяют ту степень точности, с которой можно практически повсеместно прослеживать поверхность фундамента под осадочным чехлом, т. е. выделять слои земной коры.

Морфологические структурные элементы (морфоструктуры) осадочного чехла как на молодых платформах, так и на древних принято разделять

по их соподчиненности, или «масштабу» (Наливкин, 1964; Крылов, 1971; Гарецкий, 1972). Самые крупные элементы чехла той и другой платформы обычно называются либо крупными, либо крупнейшими (надпорядковыми) структурами. Следующие по масштабу тектонические формы обособляются либо как крупные, либо как элементы первого порядка; затем идут средние (элементы второго порядка), мелкие (третьего порядка), мельчайшие (структуры четвертого порядка).

Подобные классификации, однако, не всегда отражают соподчиненность форм конкретных структурно-вещественных единиц осадочного чехла, системных структурных элементов земной коры, для характеристики которых, как об этом пишет Г. И. Худяков (1976), по существу своему они предназначаются.

В ранговой классификации морфологических структур платформ и складчатых областей, по-видимому, каким-то образом должна учитываться иерархия тех конкретных объемных тектонических единиц (формационных и тектонических комплексов), которые данными формами характеризуются. Количество выделяемых в чехле конкретной платформы порядков морфоструктур обычно соответствует тому числу ранговых тектонических единиц, которое в составе осадочного чехла (слоя земной коры) может быть выделено. Ранговая шкала структурных элементов Земли (см. рис. 62, табл. 11) в этой ее части, по существу, не противоречит решению Совещания по классификации платформенных структур (1963), на котором принята последняя классификация морфоструктур. Таковую классификацию вряд ли, однако, следует строить только по одному критерию размерности площадей, занимаемых морфологическими элементами. Опыт показывает, что размеры одних и тех же геологических объектов (их мощность, ширина, длина, амплитуда изгиба и т. д.) могут различаться между собою на несколько порядков (см. табл. 13).

Древние и молодые платформы, как и все другие группы геоструктур, могут иметь в своем составе разновозрастные и даже однотипные по вещественному составу и внутренней структуре тектонические комплексы. Для древних и молодых платформ, 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 древние и молодые платформы не являются полностью изоморфными структурами. Структурный изоморфизм означает, что структуры имеют в своем составе одни и те же виды структурных элементов, находящиеся в одинаковых отношениях друг с другом. Достаточно сравнить конкретные разрезы древней платформы (см. рис. 25, 27, 30) с опорными разрезами молодых платформ (см. рис. 7, 21, 36, 37), чтобы убедиться в том, что полного структурного изоморфизма между ними нет. Эти геоструктурные области земной коры можно было бы 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 образуют разные структурные соединения. В частности, молодые платформы характеризуются унаследованным (протоорогенным) типом связи осадочного чехла с фундаментом, а древние платформы — резко налаженным, т. е. дейтероорогенным, типом.

Взаимоотношения между осадочным чехлом и фундаментом на молодых платформах оказываются более сложными, чем на древних. Всеми исследователями отмечается закономерное увеличение гетерогенности фундамента и сложности структуры чехла по мере перехода от древних платформ 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 не идет ни в какое сравнение с унаследованностью, наблюдаемой по молодым платформам (Шатский, 1964; Гришин, Пятницкий, Рempel, 1967; Савинский, 1972).

В осадочном чехле молодых платформ отмечаются складки, в ослабленном виде повторяющие складчатость основания.

В чехлах молодых платформ не отмечаются, однако, 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 (Тектоника Европы, 1964, 1978; Яншин, 1965а, б; Гарецкий, 1972).

Более интенсивная 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 (Бгатов и др., 1969; Бочкарев, 1973; Рудкевич, 1969).

Древние и молодые платформы поэтому должны относиться к различным структурным группам. Как отмечают М. В. Муратов (1975), Ю. А. Косыгин (1969) и многие другие ученые, древние и молодые платформы 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. Следовательно, степень латеральной структурной дифференцированности в чехле и особенно в фундаменте молодых платформ заметно выше, чем у древних, хотя она и не достигает еще того размаха, какой свойствен складчатым областям.

Вертикальная структурная расслоенность земной коры в пределах молодых платформ по сравнению с древними платформами в целом понижена, но еще не до такой степени, какая отмечается в горных складчатых странах.

### *Складчатые и рифтовые области*

Главной структурной особенностью *складчатых областей* является четко выраженная зональность строения земной коры. Зональный характер 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, 1942), Г. Штилле (1964), М. В. Муратовым (1963), Н. П. Херасковым (1963) и многими другими геологами при изучении складчатых областей Европы и Азии было обнаружено, что тектонические зоны складчатых областей (их главные геосинклинальные комплексы) часто имеют наложенный характер, залегая на «регенерированном» основании (фундаменте), выступающем ныне в пределах складчатых областей в виде центральных массивов и размытых ядер мегантиклинорий. В связи с этим в качестве тектонических зон в складчатых областях уже давно стали обособляться тектонические комплексы определенного возраста: байкальские, каледонские, варисийские и альпийские (см. рис. 21, 24, 28, 29).

Зональность в складчатых областях, как правило, не имеет унаследованного характера от всех предшествующих стадий их развития. Внутренняя структура складчатых областей определяется пространственным рас-

положением в них тектонических комплексов разного возраста, состава и формы. В складчатых областях линейного типа, примером которых могут служить Урал, Анды и Кавказ (см. рис. 24, 28, 29), такая смена разновозрастных тектонических комплексов четко проявляется в поперечном разрезе области. Пример Казахстана и Алтае-Саянской области наглядно отражает другой, так называемый концентрический, или мозаичный, тип строения складчатой области. В таких областях отчетливо выражена миграция возраста геосинклинальных тектонических комплексов от центра к периферии. Характер зонального строения складчатых (подвижных) областей служит одним из главных признаков их типизации. По особенностям этого наиболее общего их свойства предложены различные схемы внутренней структуры таких областей и выделены разнообразные типы структурно-формационных зон (Kober, 1942; Kraus, 1960; Белоусов, 1962; Бархатов, 1971; Чиков, 1978; и др.).

Относительно высокая латеральная дифференцированность земной коры в складчатых областях прослеживается как в геологической истории их формирования, так и в современных движениях. Изучение новейших и современных движений также приводит к выводу, что «подвижные» области отличаются от платформ не только и даже не столько скоростью движений, сколько их дифференцированностью, проявляющейся в меньшей длине волн поднятий и опусканий. Сопоставление, например, современных движений Европейской платформы и Японских островов ясно показывает, что с увеличением длины волновых поднятий на платформе заметно уменьшается их относительная высота (Хаин, 1973а; Мещеряков, 1965).

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 тектонических зонах, расположенных внутри геосинклинальной складчатой области. Им отвечают обычно геосинклинальные тектонические комплексы. 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 соответствует распределению типов тектонических комплексов, входящих в состав складчатой области. Поэтому тип складчатости сам по себе не может служить критерием обособления даже геосинклинальных складчатых областей. Такие обособляются прежде всего по наличию четкой тектонической зональности в конкретной области земной коры и по присутствию в ней геосинклинальных тектонических комплексов с характерной для них складчатостью общего смятия.

Принципиально иную структурную характеристику имеют *рифтовые области*, или зоны, земной коры (см. табл. 17), которые сравнительно недавно стали четко выделяться в составе орогенных (подвижных) областей Земли, хотя обособление их в качестве самостоятельных геоструктурных зон намечилось почти одновременно с выделением геосинклинальных складчатых областей, древних и молодых платформ (Белоусов, 1976; Милановский, 1976; Шерман, 1977; Грачев, 1977; и др.).

Рифтовые области в структуре земной коры сначала выделялись под разными названиями: области возрождения гор (Обручев, 1932), адепрессионные поднятия (Попов, 1938), области автономной активации (Щеглов, 1968), дейтероорогенеза (Боголепов, 1968), эпплатформенного орогенеза (Хаин, 1964; Захаров, 1970) и др. Рифтовые области почти всегда резко противопоставляются эпигеосинклинальным складчатым областям и платформам, но нередко рассматриваются вместе с эпиплатформенными складчатыми областями, т. е. относятся к одному широкому классу так называ-

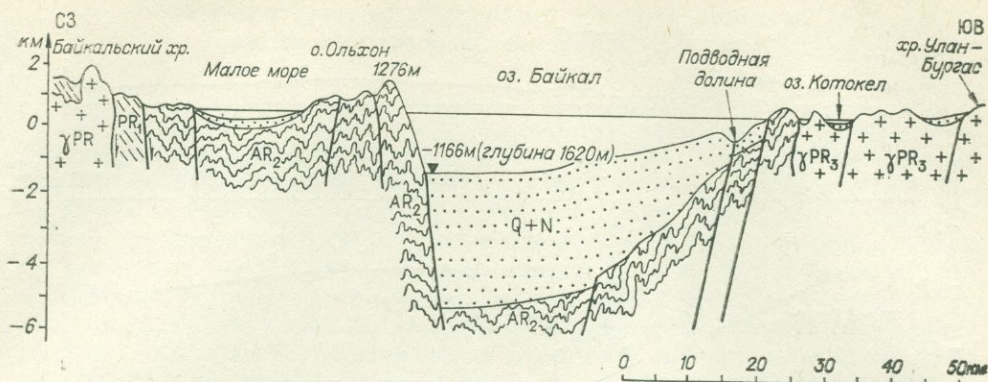


Рис. 43. Геологический разрез Байкальской рифтовой области, средней части Байкальской впадины. По В. П. Солоненко, Н. А. Флоренсову (1969 г.).

емых областей эпиplateформенного орогенеза, подобно тому как молодые и древние платформы рассматриваются иногда вместе под общим названием «платформы».

Первоначально рифтовые области были обособлены от эпиplateформенных складчатых областей по критерию наличия в них систем *рифтовых впадин* — прогибов, которые своим происхождением обязаны расколам и растяжениям отдельных участков земной коры. В результате рифтами (рифтовыми зонами, рифтовыми сводами и поясами) стали называться любые районы, в которых имеются элементарные «структуры растяжения» — грабены, т. е. орогенные впадины с особым типом боковых ограничений (рис. 43). Лишь позже было замечено, что области такого типа характеризуются особыми чертами строения всей земной коры, а не только наличием на ее поверхности комплексов тектонических впадин «растяжения». Эти особенности четко отражаются в сейсмических разрезах земной коры, проходящих через области рифтовых впадин. Наиболее известным тектонотипом таких областей можно считать Байкальскую рифтовую область, разрезы которой показаны на рис. 43 и 44.

Байкальская рифтовая область по своим размерам вполне сравнима с конкретными геоструктурными областями земной коры других типов строения — складчатыми областями, а также древними и молодыми платформами. Она простирается примерно на 2600 км (от впадины оз. Косогол на юго-западе до Чарской впадины, расположенной на северо-востоке этой области) и имеет максимальную ширину в несколько сот километров (см. рис. 44). Северо-западные границы области более или менее отчетливо проявлены, так как они являются резкими и контрастными благодаря наличию здесь земной коры принципиально иного типа строения — древней Сибирской платформы. Менее резко выражены и менее однозначно проводятся западные, южные и восточные границы рифтовой области, что также находит отражение на соответствующих профилях.

Внутренняя структура рифтовых областей в современных работах описывается обычно через представление о динамике формирования таких областей. Достаточно обоснованно считается, например, что Байкальская рифтовая впадина образовалась преимущественно на сводовом поднятии поверхности докембрийского фундамента, что хорошо видно на геологическом разрезе (см. рис. 43). Эта и другие впадины данной области заложены в мезозое. Развитие их происходило в позднем плиоцене, плейстоцене и голоцене. 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 представ-

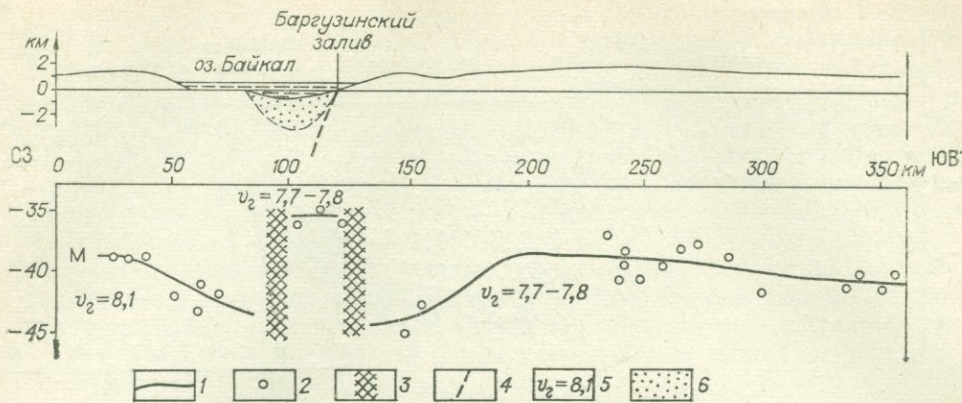


Рис. 44. Сейсмический разрез земной коры через среднюю часть Байкальской рифтовой области. По Н. Н. Пузыреву и др. (1974).

1 — поверхность М; 2 — глубины по преломленным волнам; 3 — разломы; 4 — то же, по геологическим данным, км/с; 5 — граничная скорость, км/с; 6 — рыхлые кайнозойские осадки.

лениям В. В. Белоусова (1976), формирование рифтовых областей земной коры происходило в условиях «рифтового режима».

Подготовительной стадией его развития во всех известных случаях было образование 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 вовлекается 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 достаточно большой размер этого растяжения — до 10% ширины всей зоны растяжения.

Но не только отмеченная выше связь рифтовых областей с такой необычной динамической обстановкой заставляет выделять их в особый тип строения земной коры, отличный от всех складчатых областей, включая эпициатформенные области, в развитии которых нет признаков такого растяжения. Земная кора в рифтовых областях в результате ее развития в особом режиме оказалась в латеральном направлении дифференцированной «прерывисто», т. е. расчлененной на зоны разломов, орогенные впадины и гетерогенные глыбы, что в целом не характерно ни для древних и молодых платформ, ни для складчатых областей.

Отдельные тектонические впадины со структурами «растяжения» (рифтовые впадины) могут встречаться, по-видимому, во всех структурных группах областей земной коры, а не только в собственно рифтовых областях. Эти впадины сами по себе не могут служить критерием для обособления рифтовых областей как особых геоструктурных зон земной коры. Как отмечает А. Л. Яншин (1977), рифтовые структуры, типоморфные Байкальской и Восточно-Африканской системам грабенов, представляют собой элементы земной коры, связанные не просто с ее оседаниями под влиянием силы тяжести (как писал о рифтах Дж. Грегори в 1896 г.). Они связаны с крупными горизонтальными растяжениями спалического слоя, которые сопровождаются образованием разломов, уходящих в мантию Земли, а также проявлениями основного магматизма. По указанной характеристике области развития грабена Осло, Челябинского грабена, Днепро-Донецкой впадины и т. п. не могут быть отнесены к рифтовым, так как по строению земной коры они достаточно резко отличаются от классических рифтовых областей. В этом можно убедиться, сравнив, например, опорные разрезы, проходящие через области развития Днепро-Донецкой впадины и через Байкальскую область (см. рис. 36 и 43, 44).

## Общая систематика геоструктурных областей по их внутреннему строению и составу

Приведенные на предыдущих страницах сведения о строении геоструктурных областей в пределах континентов позволяют говорить о том, что выделенные эмпирическим путем еще на ранних стадиях геологического изучения земной поверхности главные структурные группы таких областей представляют собой крупные блоки земной коры, различающиеся по степени и характеру ее дифференцированности. Древние и молодые платформы, складчатые и рифтовые области достаточно четко различаются по этой их структурной характеристике. *Древние платформы (ортоплатформы)*—это участки земной коры, в которых максимально контрастно проявляется ее вертикальная структурно-вещественная расслоенность и минимально-латеральная тектоническая зональность (см. рис. 25, 27, 30, 42).

*Складчатые области* любого возраста (байкальские, каледонские, варисийские и альпийские) по типу своей структурной расчлененности противопоставляются древним платформам. В складчатых областях контрастно проявляется латеральная зональность земной коры и в целом сравнительно слабо выражена вертикальная ее расслоенность (см. рис. 11, 24, 28, 29). *Древние платформы и складчатые области выступают как антиподы в качественной классификации объектов данного ранга по структурному критерию.*

Молодые платформы и рифтовые области в этой качественной классификации обособляются как промежуточные классы между двумя крайними группами областей разного типа строения. Их выделением подчеркивается постепенный характер структурной дифференцированности земной коры как по ее вертикальному разрезу, так и в латеральном направлении.

*Молодые платформы (параплатформы)* в данном случае выступают как промежуточные между складчатыми областями и древними платформами участки земной коры, в которых каждый вид структурной дифференцированности (расслоенность и зональность) в разрезе земной коры проявляется по-разному. Латеральная тектоническая зональность в таких областях увеличивается от чехла к фундаменту, который по этому критерию практически не отличается от складчатых областей обрамления. Общая расслоенность земной коры в молодых платформах, наоборот, возрастает в направлении к верхним комплексам осадочного чехла, которые по указанным критериям практически не отличаются от чехла древних платформ (см. рис. 7, 21, 36, 37).

*Рифтовые области* в этой классификации образуют самостоятельную структурную группу областей земной коры с промежуточным типом ее расчлененности совершенно другого плана. Эти области качественно отличаются от складчатых областей, орто- и параплатформ тем, что характеризуются переходным или «рваным» типом латеральной тектонической зональности, прослеживаемой на всю мощность земной коры вплоть до верхней мантии (см. рис. 43, 44).

Принципиальные различия в строении перечисленных четырех групп областей земной коры находят также отражение в геофизических полях и сейсмических разрезах. Геофизические исследования Западно-Сибирской плиты и ее обрамления, в частности, показали, что геосинклинальные складчатые зоны, погружающиеся под эту плиту по ее обрамлению, являются главной причиной дифференциации гравитационного и магнитного полей на зоны максимумов и минимумов (Фотиади, Сурков, 1971). Геофизические и геоморфологические признаки основных структурных элементов земной коры складчатых областей крайне непостоянны: зоны линейных преимущественно отрицательных аномалий часто чередуются с зонами положительных аномалий магнитного поля, резко меняется мощность гра-

нитно-метаморфического слоя, различна мощность всей земной коры в разных блоках и массивах (Моисеенко, 1971; Сурков, 1974).

Совсем другими геофизическими свойствами обладают древние и молодые платформы. Земная кора древних платформ характеризуется наиболее ровной и очень близкой к горизонтальному положению расслоенностью. На молодых платформах поверхности сейсмических разделов имеют несколько более сложный рельеф и прослеживаются более прерывисто. Гравитационные аномалии в пределах всех платформ мозаичны, но невелики по амплитуде и градиенту, земная кора находится в состоянии, близком к изостатическому равновесию (Кропоткин и др., 1971; Структура фундамента..., 1974).

Довольно дробная и ясная по сравнению с эпигеосинклинальными складчатыми областями расслоенность земной коры в платформенных областях более или менее отчетливо выявляется при сравнении глубинных сейсмических разрезов, проходящих через геоструктуры разного типа (Беляевский, 1974; Вольвовский, 1973; Городницкая, Деменецкая, 1968; Годин, 1969; Крылов и др., 1969; Пузырев, Крылов, 1971; Халевин, 1972; Субботин и др., 1968; Чекунов, 1972). Эти различия в строении платформ и складчатых областей прослеживаются, насколько позволяют судить материалы глубинных сейсмических исследований коры, вплоть до базального слоя, рельеф которого слабо расчленен на древних платформах и гораздо сложнее построен в складчатых областях.

Состав слоев земной коры, однако, в разных ее геоструктурных областях, как об этом уже говорилось в разделах, посвященных тектоническим комплексам и слоям земной коры, не остается постоянным. Поэтому геофизические характеристики каждой группы геоструктурных областей, которые отражают эти изменения в послонном составе земной коры в одной и той же группе геоструктур, оказываются различными.

Состав земной коры по ее латерали в целом изменяется в широких пределах: от континентального типа послонного состава до океанического (см. рис. 40). Этот факт был известен в науке еще в начале нашего века, а в середине его нашел почти всеобщее признание. Области земной коры разного строения (геоструктуры), таким образом, различаются не только по их структурному критерию, о котором мы только что говорили, но и по признаку принадлежности их к земной коре того или иного типа, т. е. по критерию послонного состава геоструктур (табл. 18).

В современной литературе по общей геотектонике все без исключения главные геоструктурные группы континентальной земной коры (древние и молодые платформы, складчатые и рифтовые области континентов), как правило, противопоставляются аналогичным геоструктурным областям океана. Так, наряду с материковыми платформами выделяются *океанические платформы*, или *талассократоны* и т. п. (Богданов, 1976; Удинцев, 1972; Хаин, 1964, 1973а; Пушаровский, 1972; Красный, 1977).

Ложе Мирового океана изучено пока несравненно хуже поверхности континентов. Ввиду этого более детальные классификации океанических платформ (талассократонов), предусматривающие, например, разделение их на молодые и древние по аналогии с континентальными платформами, являются в значительной мере гипотетическими (элементы 13 и 14 в табл. 18). Тем не менее подобные геоструктурные области в акваториях морей и океанов обособляются в целом ряде работ по тектонике океанов, правда под разными названиями: древние и молодые океанические плиты, молодые и древние талассократоны, талассоплены, талассогены и т. п. В общей систематике геоструктур земной коры, представленной в табл. 18, для обозначения этих гипотетических платформ указанных двух типов (структурных разновидностей океанических платформ, или талассогенов) использован широко распространенный термин «*талассократоны*», предложенный в 1955 г. Р. Файрбриджем (Хаин, 1964; Тектоника континентов, 1976) для обозначения всех океанических платформ — своеобразных «мор-

## Общая систематика геоструктур земной коры

Послойный состав земной коры	Геоструктурные зоны земной коры*			
	Платформенные области		Подвижные области (орогены)	
	Ортоплатформы	Параплатформы	Складчатые области	Рифтовые области
Континентальная	1 Древние платформы	2 Молодые платформы	3 Эпиплатформенные	4 Континентальные
Субконтинентальная	5	6	7 Элигеосинклинальные	8 Межконтинентальные
Субокеаническая	9	10	11 Геосинклинальные	12 Окраинные океанические рифты
Океаническая	13 Древние талассократоны	14 Молодые талассократоны	15 Океанические подвижные области	16 Океанические рифтовые области

\* Другие термины (синонимы), обозначающие различные геоструктурные области земной коры, а также близкие понятия, приведены в табл. 16, 17.

ских щитов» (talassa — море, kraton — крепость, щит). Здесь сразу же надо заметить, что эти «щиты» выделены как антиподы континентальных щитов (кратонов), сложенных в основе своей гранитным, а не базальтовым слоем земной коры (сравните разрезы I и IV на рис. 40).

Складчатые и рифтовые области континентов (орогены в широком смысле этого слова) тоже противопоставляются по критериям послойного состава земной коры океаническим подвижным областям и рифтовым зонам (см. табл. 18). Известные в настоящее время классификации рифтовых зон Земли (см. табл. 17) полностью согласуются с представлениями о четырех главных типах послойного состава земной коры, показанных на рис. 40.

В классификации рифтовых зон, или поясов, разработанной Е. Е. Милановским (1970, 1976), не только предусматривается, например, выделение океанических и континентальных (материковых) рифтовых зон, характеризующихся разным типом послойного состава земной коры, но и четко обособляются межконтинентальные (межматериковые) рифтовые зоны с промежуточным (субконтинентальным) типом строения коры. Тектоно-типом этих рифтовых зон служит область Красного моря, в центральной части которой кора обладает разрезом, близким к океаническому, но по периферии имеет «плечи» материковой коры (см. колонку III на рис. 40). В этой же классификации под названием «рифтоподобные зоны периокеанических поясов» Е. Е. Милановским (1976) намечен четвертый тип рифтовых зон, близкий по «субокеаническим» характеристикам послойного состава коры к окраинным океаническим рифтам Ю. М. Пущаровского (1972).

К рифтовым областям с субокеаническим типом послойного состава 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 опубликованных работ уже наметилась (Мигович, Песков, 1976; Фремд, 1976; Шило и др., 1976).

Складчатые области, расположенные в пределах материков в зонах их перехода к океану, в настоящее время также рассматриваются и классифицируются не только по структурным критериям, но и по веществен-

ному составу земной коры, который геологическими методами изучается обычно с позиций выявления генезиса конкретных складчатых областей и процессов превращения океанической коры в континентальную.

Исследованиями В. А. Обручева (1948), Э. Аргана (1935), В. Е. Хаина (1964, 1973а), А. Л. Яншина (1966), Е. В. Павловского (1970), В. В. Белоусова (1976), К. В. Боголепова (1968, 1969) и Л. И. Красного (1972, 1977) установлено, в частности, что складчатые (подвижные, орогенные) области, расположенные на континентах и по его окраинам, могут иметь различный генезис. Они возникают не только в результате проходящих в земной коре процессов заполнения осадками глубоких прогибов земной коры с последующим их превращением в складчатые зоны. К повышенной латеральной зональности, характерной для земной коры горно-складчатых областей, приводят и другие тектонические процессы, описанные в литературе под разными названиями: возрождение гор, переработка платформ, образование глубинных складок, внегеосинклиальный орогенез, эпиплатформенный орогенез и т. п.

Идеи о существовании таких «внегеосинклиальных» горно-складчатых, или «подвижных», областей появились давно. Их можно обнаружить, как отмечают Ж. Обуэн (1967), В. Е. Хаин (1973а), уже в работах Дж. Дэна (Dana, 1873). Однако убедительное обоснование и достаточно широкое признание они получили только в последние годы. Согласно Г. П. Леонову, например, «подвижность» какого-либо участка земной коры «может проявляться различным образом и совсем не обязательно, чтобы это проявление отвечало духу классической геосинклинали» (Леонов, 1974 б, с. 24).

Идеи о существовании третьего (внегеосинклиального) типа развития складчатых областей получили дальнейшее развитие в представлениях об эпиплатформенном орогенезе, с которым связывалось формирование эпиплатформенных глыбово-складчатых областей, эпиплатформенных орогенных поясов, или эпиплатформенных орогенов (Шульц, 1962; Хаин, 1964, 1973а; Богданов и др., 1972; Тектоника Евразии, 1966; и др.).

Эпиплатформенный орогенез (возникновение горных хребтов на месте длительно перед тем существовавших платформ), таким образом, противопоставляется эпигеосинклиальному орогенезу, а соответствующие области земной коры обозначаются как платформенные и эпигеосинклиальные. Классическими примерами эпиплатформенных складчатых областей считаются Тянь-Шань и Алтай. К числу эпигеосинклиальных относятся рассматриваемые в этой работе альпийские складчатые области юга европейской части СССР и Северного Алжира (см. рис. 21, 24, 33, 41).

Эпиплатформенные и эпигеосинклиальные области, как и тектонические режимы, приводящие к их образованию, не различаются по чисто структурным признакам, определяющим зональный характер строения тех и других областей. По заключению В. В. Белоусова (1976), оба эти режима (геосинклиальный и эпиплатформенный) характеризуются большим размахом и большой контрастностью глыбово-волновых колебательных движений. «В отношении этих признаков, — пишет В. В. Белоусов (1976, с. 152), — каких-либо существенных различий между двумя этими классами режимов нет». Это значит, что эпигеосинклиальные и эпиплатформенные области по структурным признакам должны относиться к одному и тому же классу подвижных, или складчатых, геоструктурных зон земной коры (см. табл. 18).

К разным видам рассматриваемые области относятся фактически по критериям послынного состава земной коры, которая в эпиплатформенных областях чаще всего является континентальной, а в эпигеосинклиальных — субконтинентальной. О различиях в послынном составе коры этих областей свидетельствуют не только геофизические разрезы, но и геологические особенности соответствующих областей, выявленные в ходе изучения их генезиса. Согласно В. В. Белоусову (1976, с. 156), например, между эпигеосинклиальными и эпиплатформенными областями имеется боль-

шое структурное сходство. Различия между ними сводятся главным образом к составу тех магматических пород, которые принимают участие в их строении. Все это позволяет классифицировать складчатые области по критерию послынного состава земной коры, т. е. разделять их на типы аналогично тому, как классифицируются рифтовые области и платформы (см. табл. 18).

Континентальному типу земной коры в этой классификации будут отвечать эпиплатформенные складчатые области. Складчатые области с субконтинентальным разрезом коры могут быть названы эпигеосинклинальными областями. Субокеаническим складчатым областям отвечают, по-видимому, так называемые современные геосинклинальные области, или океанические орогенные области, выделенные в работах В. Е. Хаина (1973а), К. В. Боголепова (1974), Г. П. Леонова (1974 б), О. К. Леонтьева (1968, 1971) и др. Такие области «современных геосинклиналей» в общей систематике геоструктур, представленной в табл. 18, обозначены как геосинклинальные области. Генетически они связаны, как правило, с неотектонически активизированными зонами сверхглубинных разломов, называемых также линеаментами, или зонами Бенъофа (см. рис. 38, 39). Складчатые и платформенные области разного типа образуют в земной коре непрерывный латеральный ряд ее крупнейших структур, в зонах сочленения которых имеются общие для смежных областей элементы. При тектоническом районировании эти объекты выделяются в особый класс так называемых краевых, или пограничных, структурных элементов земной коры.

#### Краевые (пограничные) системы структурных элементов земной коры

Тектонические и формационные комплексы, находящиеся на границе геоструктур разного типа (складчатых и рифтовых областей, древних и молодых платформ), обычно выделяются в самостоятельный тип пограничных или краевых тектонических структур, объединяемых иногда в краевые системы (Богданов и др., 1963; Богданов, 1976; Зоненшайн и др., 1966; Пущаровский, 1959; Косыгин и др., 1968; Вотях, Соловьев, 1970; Г. Кузнецов, 1972; и др.).

В качестве пограничных структур на тектонических картах обычно показываются краевые швы, краевые прогибы и системы, определяемые их сочетаниями. Краевые системы, состоящие из этих элементов, выделены, например, на тектонических картах Европы (Тектоника Европы, 1964, 1978), Евразии (Тектоника Евразии, 1966) и СССР (Тектоническая карта СССР..., 1957; Спижарский, 1973; и др.). В последние годы в составе краевых систем на платформах стали дополнительно выделяться перикратонные прогибы (зоны перикратонных опусканий, по Е. В. Павловскому, 1959; окраинные платформенные прогибы, по М. В. Муратову и др., 1962; перикратонные прогибы, по А. А. Богданову и др., 1963, 1972).

*Краевыми системами принято называть ряды пограничных структурных элементов, выделенные с той или иной целью в зонах сочленения платформ и складчатых областей или каких-либо других более крупных структурных элементов Земли, например в зонах перехода континентов к океану.*

В литературе достаточно полно охарактеризованы два типа структур, пограничных между платформами и складчатыми областями — краевые швы и краевые (предгорные, передовые) прогибы.

*Краевые швы*, по определению Н. С. Шатского (1965), — это глубинные разломы, отделяющие платформу от складчатой области в случае отсутствия краевого прогиба и плиты, т. е. когда складчатая область соприкасается с высоко поднятым краем древней платформы, как это

имеет место на границе каледонид Скандинавии и Балтийского щита Европейской платформы.

*Краевые прогибы* — это амагматические орогенные впадины типа Западно-Кубанского прогиба, залегающие одновременно на складчатой области и платформе (см. рис. 7, 37, табл. 11). Краевые элементы этого типа подробно охарактеризованы в работах Ю. М. Пушаровского (1959) и А. А. Богданова (1955). Краевые прогибы развиваются иногда на перикратонных опусканиях в зоне перехода платформы в складчатую систему. В других случаях краевые прогибы находятся либо прямо над погребенными краевыми глубинными разломами, либо оказываются смещенными на внешний край платформы (см. рис. 7, 28, 21, 29).

На примере Сибирской платформы и путем сравнения ее с другими платформами установлены два других типа зон сочленения платформ с геосинклинальными (складчатыми) областями: *перикратонные геосинклинальные системы* — части складчатых областей, развивающиеся вдоль опущенных краев платформ, и *перикратонные геоантиклинальные системы*, развивающиеся на приподнятых (по фундаменту) участках окраин древних платформ (Косыгин и др., 1968).

Перикратонные геосинклинальные системы и геосинклинали различаются по форме и размерам, характеру структурного расчленения, степени метаморфизма отложений и развитию гранитоидного магматизма.

По этим характеристикам Ю. А. Косыгиным, А. К. Башариным, Н. А. Берзиным и др. (1968) были выделены *перикратонные геосинклинальные системы сибирского и уральского типов*.

В тех случаях, когда фундамент в краевых частях платформы опущен на большую глубину, иногда обособляются «двойные», или *бинарные, типы пограничных структур*. Под ними понимаются обширные структурные образования, располагающиеся на границе платформ и геосинклинальных областей, вовлеченные в прогибание в эпоху интенсивной тектонической активности смежных с ними геосинклинальных зон (Зоненшайн и др., 1966).

Выделением таких краевых систем подчеркивается, что миогеосинклинали складчатой области формируются на непереработанном фундаменте соседней платформы и тесно связаны с ее перикратонными прогибами. В состав бинарных краевых систем включаются не только окраинные части платформенного чехла (перикратонные и краевые прогибы), но также и миогеосинклинальные комплексы соседних складчатых областей.

Общая классификация краевых систем и элементов, выделяемых в зонах сочленения геоструктур земной коры разного типа (рис. 45), в целом отражает разнообразие тех задач и целей, в соответствии с которыми они обособляются. Среди них главными являются следующие: 1) подчеркнуть границы между крупными тектоническими структурами; 2) показать характер связи между элементами соседних геоструктур; 3) обособить некоторые пограничные элементы, которые либо являются общими для двух соседних геоструктур (например, для платформы и соседней складчатой области), либо отличаются какой-нибудь другой важной особенностью.

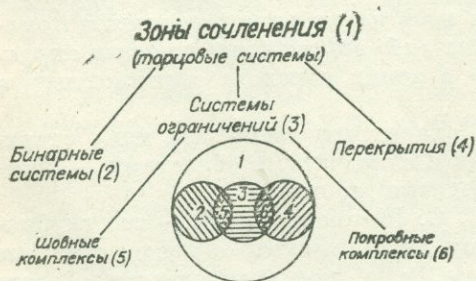


Рис. 45. Классификация краевых систем и тектонических комплексов, выделяемых в зонах сочленения геоструктурных областей разного типа. Пространственные соотношения краевых систем разного целевого назначения показаны пересекающимися кругами с различной штриховкой.

В соответствии с этими главными целями обычно различаются шесть основных классов краевых структур и систем: *ограничений, бинарные, перекрытия, покровные, торцовые и шовные*. Примерами структур ограничений служат перикратонные области (системы) в понимании Ю. А. Косыгина и др. (1969), а также зоны перикратонных опусканий, установленные по окраинам древних платформ Е. В. Павловским (1959), краевые синеклизы В. Е. Хаина (1964), продольные краевые системы Ю. М. Пуцаровского (1959). К бинарным (двойным) относятся краевые системы в понимании Л. П. Зоненшайна и др. (1966).

С помощью краевых систем перекрытия подчеркивается другая важная особенность зон сочленения геоструктур — наличие у них общих тектонических комплексов. Это особенно хорошо видно на границах разновозрастных платформ: Европейской и Скифской, Сибирской и Западно-Сибирской, Африканской и Атласской (см. рис. 7, 21, 28, 29, 37, 41). Плиты, как и орогенные впадины, могут входить в состав краевых систем перекрытия. Краевые системы, характеризующиеся подобным строением, встречаются на окраинах древних платформ столь же часто, как и ранее обособленные бесплитные краевые системы, представленные сочетанием краевых швов с краевыми прогибами (Архангельский, Шатский, 1933; Богданов, 1955; Богданов и др., 1963; Пуцаровский, 1959; Павловский, 1962; и др.). *Плитные системы* (Предскифская, Предатласская) выделяются как особый вид плитных краевых систем перекрытия.

Выделением покровных краевых систем подчеркивается наличие в зонах сочленения геоструктурных областей разного типа покровных пластин (шарьяжей) и широкое развитие в пограничных зонах надвиговых нарушений. Перечисленные выше классы краевых структур входят (пространственно) в состав «торцовых систем», т. е. зон сочленения геоструктур земной коры, аналогичных тем, что показаны на рис. 41. Показом таких систем раскрывается многоэтажная структура всей пограничной зоны земной коры. Структурными элементами таких зон являются плитные комплексы, расположенные в пограничных между древними и молодыми платформами зонах, краевые и перикратонные прогибы, в том числе и погребенные под более молодыми комплексами, а также краевые глубинные разломы (краевые швы), которые иногда обособляются в отдельную шовную краевую систему.

Сравнивая опорные разрезы, проходящие через конкретные зоны сочленения платформ и складчатых областей, с теми типами краевых систем, которые выделяются в этих пересечениях разными авторами, легко установить, что краевые системы разного типа состояются из одних и тех же структурных элементов земной коры — формационных и тектонических комплексов. Эти элементы объединяются в систему по-разному, в зависимости от того, какую особенность конкретной зоны сочленения хотят подчеркнуть исследователи. Этим, собственно, и определяется все разнообразие известных типов пограничных структур. По указанным выше причинам краевые системы не должны включаться в общую систематику геоструктурных элементов земной коры. Они представляют собой целевые классификационные подразделения (см. гл. I) тектонических единиц соответствующего ранга, аналогичные таким классификационным подразделениям, как цветные металлы в геохимии, драгоценные камни в минералогии, темноцветные породы в петрографии и т. п.

Факт обособления формационных и тектонических комплексов, а также глубинных разломов в качестве краевых систем говорит о том, что геоструктурные области, как и слои земной коры, обособляются с весьма грубой точностью, определяемой физическими размерами пограничных тектонических единиц. Соответственно еще меньшая степень точности допускается при выделении самой земной коры и других глобальных структур Земли.

## ГЛОБАЛЬНАЯ ГРУППА СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ЗЕМЛИ

Изучение глобальных элементов Земли, как и изучение геологического строения ее поверхности, направлено на решение двух принципиально разных вопросов. Ученых интересует, с одной стороны, как устроены недра Земли в настоящее время, а с другой — как была устроена наша планета раньше и какие изменения она претерпела за геологически обозримое время своего существования. Здесь мы попытаемся ответить только на первый из двух поставленных вопросов, поскольку именно он имеет прямое отношение к сравнительной тектонике структурных элементов Земли разного ранга. Практически по всем конкретным вопросам о внутреннем строении Земли приходится обращаться в основном к геофизическим методам, так как непосредственное проникновение в глубокие недра Земли другими методами невозможно. Тем не менее исторически глобальные элементы стали обособляться еще задолго до появления геофизических методов изучения планеты. Известные в настоящее время глобальные структурно-вещественные неоднородности Земли (табл. 19) были предварительно (теоретически) выделены по данным геологического строения земной поверхности. Ясные представления о геосферах (оболочках, слоях Земли), например, имелись уже в 1644 г. у Р. Декарта. Их развили далее в 1749 г. Ж. Бюффон и в 1763 г. М. В. Ломоносов, а также целый ряд других ученых XVIII столетия.

Появление в начале нашего века новых геофизических методов поставило прежние достаточно туманные и нечеткие воззрения на определенную структурную основу, сделало их более конкретными и придало всем обособляемым в составе Земли глобальным элементам более определенный физический смысл. Это прежде всего относится к элементам вертикального разреза нашей планеты.

Таблица 19

Терминология глобальных элементов Земли разного ранга

Элементы ранговой шкалы 1973—1978 гг.*	Близкие понятия и синонимы
Геосферы	Слои, зоны Земли (Буллен, 1961; Гутенберг, 1963; Магницкий, 1965; Белоусов, 1976; и др.), области, зоны Земли (Жарков, 1978)
Глобальные зоны Земли	Мантийные пояса Земли (Захаров, 1970)
Сегменты планеты	Мегаундации (Веммелен, 1965), сегменты земного шара (Резанов, 1977), области Земли (Яновский, 1978), оболочка и ядро Земли (Буллен, 1961; Гутенберг, 1963), части планеты (Вотах, 1976)

\* Полную ранговую шкалу структурных элементов Земли см. на рис. 62 и в табл. 24.

## СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ВЕРТИКАЛЬНОГО РАЗРЕЗА ЗЕМЛИ

В соответствии с данными сейсмологии земные недра в вертикальном разрезе планеты разделяются на *геосферы, ядро и оболочку*. Изменение основных геофизических свойств (физических параметров) по геосферам Земли показано в табл. 20 и на рис. 46, 47.

По этим характеристикам К. Буллен (Bullen, 1955) предложил расчленить сводный вертикальный разрез земного шара на 8 основных зон — геосфер, обозначаемых латинскими буквами от *A* до *G*. Однако первые результаты сейсмических наблюдений показали, что Земля в разрезе по ее радиусу состоит прежде всего из двух наиболее крупных неоднородностей: «твердой» оболочки толщиной до 2900 км и «жидкого» ядра радиусом около 3470 км. Каждый из этих элементов в свою очередь далее подразделяется на ряд геосфер, обладающих менее контрастными физическими свойствами. К таким свойствам, определяемым путем интерпретации сейсмических наблюдений, относятся скорости упругих волн — продольных и поперечных, а также плотность и температура (рис. 46, 47).

Считается, что *земное ядро* (сейсмическая граница на глубине 2898 км) было открыто немецким сейсмологом Б. Гутенбергом в 1914 г. Эту границу называют соответственно границей, или разделом, Гутенберга.

*Раздел Гутенберга* (граница оболочка — ядро Земли) является наиболее резкой геофизической границей в недрах нашей планеты. На этой границе скорость продольных волн скачком снижается от 13,7 км/с в оболочке до значения 8,0 км/с в ядре, а скорости поперечных волн соответственно уменьшаются от 7,3 км/с до нуля. Плотность, наоборот, резко возрастает. Земное ядро не пропускает через себя поперечные волны; это означает, что ядро, или по крайней мере внешняя его зона, является жидким. Это подтверждается и всеми остальными геофизическими явлениями, имеющими отношение к земному ядру (Жарков, 1978).

При определении температур в Земле приходится обращаться к теориям плавления и оценивать величины адиабатического градиента внутри Земли по сейсмическим данным. На рис. 47 представлены несколько вариантов теоретического распределения температуры внутри Земли. Кривая 1 была рассчитана П. Валле (Valle, 1951). Аналогичные расчеты получены другими учеными (кривые 2—5 на рис. 47). Все они указывают на резкие изменения температурных характеристик на границе ядра и мантии, что находит четкое выражение на соответствующих графиках. Разделение вертикального разреза земного шара на две области: твердую оболочку и жидкое ядро с твердой фазой в его цент-

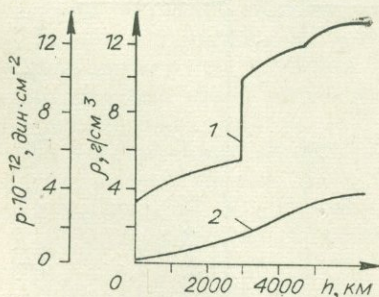


Рис. 46. Распределение плотности (1) и давления (2) в разрезе Земли. По Б. М. Яновскому (1978).

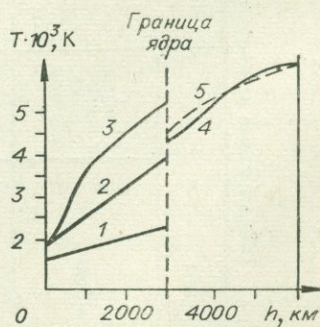


Рис. 47. Распределение температуры внутри Земли.

1 — адиабатическая кривая; 2 — кривая плавления (по Жаркову, 1959); 3 — кривая плавления (Аффен, 1952); 4 — кривая плавления для железного ядра (Жарков, 1959; Гильвари, 1966); 5 — адиабатическое распределение температур в ядре (Жарков, 1960). Из книги Б. М. Яновского (1978).

Общая схема изменения основных физических параметров по глобальным разрезам Земли \*

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

\* Распределение плотностей и температуры внутри Земли см. также на рис. 46 и 47. Распределение сейсмических скоростей и плотностей внутри Земли дано по работам К. Буллена (1961), Б. Гутенберга (1963), Г. Джеффриса (1960), В. Н. Жаркова (1978).

Главные сейсмические разделы и геосферы Земли

Тип	Вид	Индивид
Внешние, или мантийные	Транзитные ( <i>г</i> -геосферы) : <i>A</i> , <i>C</i> , <i>D''</i>	<i>A</i> — Раздел Мохоровичича (1909 г.)
		<i>B</i> <i>C</i> — Раздел Голицына
Зональные ( <i>l</i> -геосферы) : <i>B</i> , <i>D'</i> , <i>E</i>		<i>D'</i> <i>D''</i> — Раздел Гутенберга (1914 г.)
		<i>E</i> <i>F</i> — Раздел Леман (1936 г.)
Внутренние, или ядерные		<i>G</i>

ральной части — достаточно хорошо согласуется и с теорией земного магнетизма (Яновский, 1978).

Итак, по характеру распределения скоростей сейсмических волн, а также по резким изменениям целого ряда других физических параметров в вертикальном разрезе Земли четко обособляются две ее главные части: ядро планеты и внешние сегменты (ее оболочка), сложенные геосферами, которые также различаются по своим физическим параметрам, составу и внутреннему строению.

Выделение геосфер началось с установления в Земле разных сейсмических разделов, получивших названия по именам их открывателей, а завершилось разделением ее вертикального разреза по критериям распределения сейсмических скоростей на восемь геосфер (табл. 21). Последние выступают в качестве главных элементов во всех сферически-симметричных моделях строения Земли, построенных К. Булленом (1961; Bullen, 1942, 1946, 1955) и Б. Гутенбергом (1963). В первых сейсмических моделях обобщенного разреза Земли области снижения скоростей сейсмических волн отсутствовали. Их не было, например, в моделях, построенных в 1924 г. Г. Джеффрисом (1960). По-видимому, поначалу считалось, что все геосферы Земли имеют внутреннюю структуру разреза, аналогичную земной коре, т. е. они выделяются в каждом случае по резкой сейсмической границе, на которой скачкообразно с глубиной возрастают скорости сейсмических волн, а также плотности. Последующие более детальные сейсмические исследования и расчеты показали, что внутренняя структура смежных геосфер в своих деталях принципиально различна. Это достаточно хорошо устанавливается на примере верхних геосфер, строение которых до глубины 420—700 км освещено в целом ряде сравнительно недавно опубликованных работ и представлено в виде конкретных разрезов (см. рис. 48—52).

При сравнении, например, сейсмических разрезов верхней мантии, представленных на рис. 48 и 49, с соответствующими разрезами земной коры (см. рис. 30, 33, 36—40 в гл. IV) легко установить, что геосферы *A* и *B* характеризуются существенно различным типом внутренней структуры.

Если разрезы земной коры в подавляющем большинстве своем состоят из строго последовательного ряда слоев (базальтовый, гранитный и осадочный слои в трехслойных моделях), то разрезы геосферы *B* имеют в своем составе элементы, которые в вертикальном разрезе через определен-

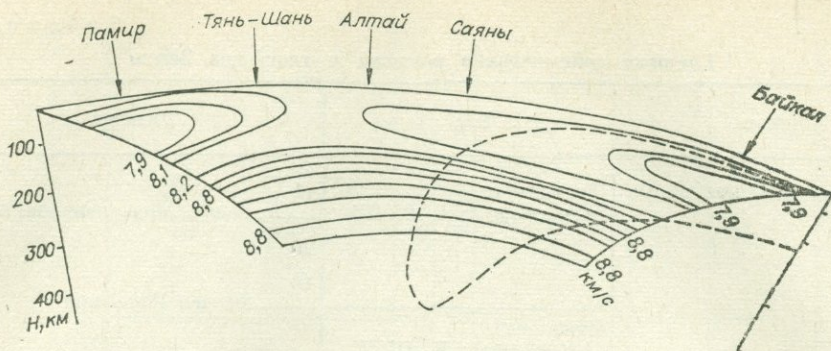


Рис. 48. Сейсмический разрез земной коры и мантии по профилю Памир — Байкал (Алексеев и др., 1971).

ные промежутки повторяются. Таковыми элементами являются исключительно широко распространенные в верхней мантии 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, т. е. геосферы В. Они четко проявляются на кривых изменения скорости продольных волн под Курило-Камчатской зоной (рис. 50), под Кордильерами (рис. 51) и другими областями (Резанов, 1977; Федотов, 1965). Исходя из гипотезы глубинной дифференциации, такую структуру разрезов на глубине можно объяснить, например, периодическим возникновением в процессе глубинной дифференциации вещества так называемой «инверсии плотностей», вызванной локальным образованием сравнительно легких расплавов (Белюсов, 1966, 1968).

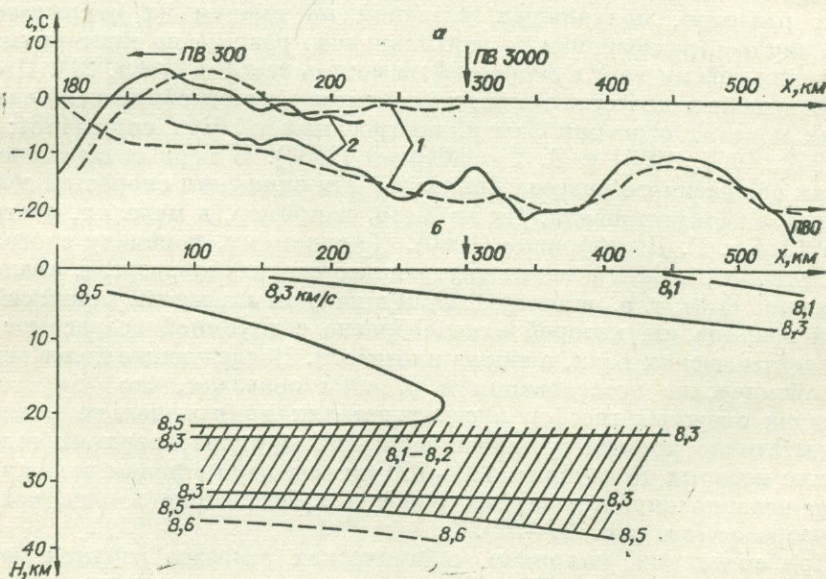


Рис. 49. Сейсмический разрез земной коры и мантии по профилю Копетдаг — Аральское море (Зуннов и др., 1977). Профиль построен с учетом влияния горизонтальных неоднородностей строения среды (глубины указаны от выровненной подошвы земной коры  $H = 40$  км).

а — сопоставление теоретических (1) и экспериментальных (2) годографов волн  $P_{пр}^M$ . б — двумерный скоростной разрез верхней мантии с достоверными (сплошные линии) и предполагаемыми (штриховые линии) изолиниями скоростей. Заштрихован слой пониженной скорости.

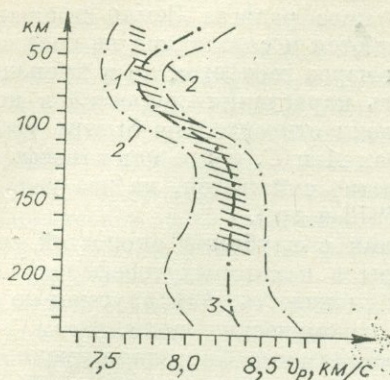


Рис. 50. Кривые изменения скорости продольных волн в верхней мантии под Курило-Камчатской зоной. По С. А. Федотову и др. (1965).

1 — под Восточной Камчаткой; 2, 3 — под Южным Сахалином и Охотским морем.

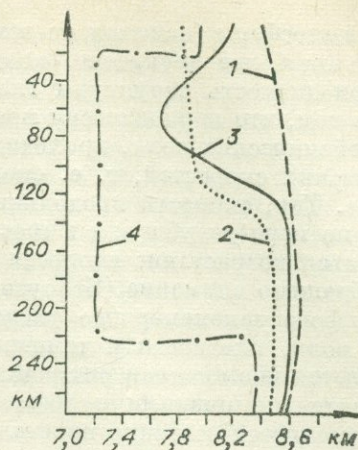


Рис. 51. Кривые изменения скорости продольных волн в верхней мантии под Кордильерами. Из книги И. А. Резанова (1977).

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

В подстилающей земную кору геосфере *B*, судя по ее многослойной (многоастеносферной) модели, представленной на рис. 52, структура вертикального разреза в целом становится более ритмической. Слои с повышенными и пониженными физическими параметрами в разрезе этой геосферы неоднократно повторяются. В более глубокой геосфере *C* подобная «ритмичность» вертикального разреза снова, по-видимому, становится менее резко выраженной. Однако о неоднородностях геосферы *C* в настоящее время очень мало данных и все они гораздо более гипотетичны, т. е. получены путем рассуждений на основе ряда предположений.

Внутреннее строение еще более глубоких геосфер, охватывающих нижнюю мантию и внешнее ядро, остается практически неизученным. Более или менее определенно можно говорить лишь о том, что характер сейсмических разделов и типы внутреннего строения геосфер по вертикальному разрезу Земли периодически меняются. Характер распределения сейсмических скоростей от поверхности до центра земного шара, выявленный методами общей сейсмологии на континентах, определенным образом указывает, что подошва каждой

Модель верхней мантии  
а б

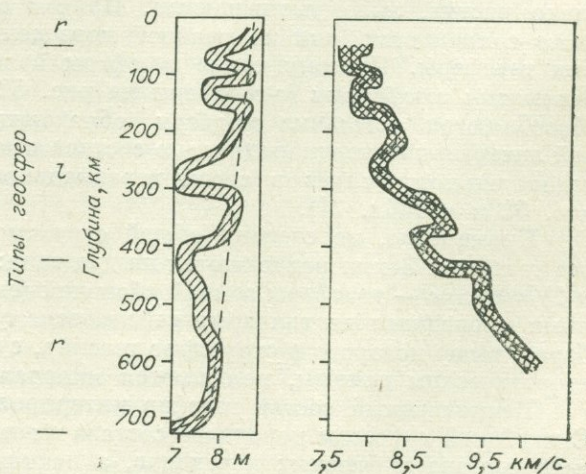


Рис. 52. Многоастеносферная модель верхней мантии в зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану (Тараканов, Левый, 1976) и типы геосфер Земли (Вотах, 1976). а — изменение предельной магнитуды; б — изменение скоростей продольных волн. *r* и *l* — типы геосфер (пояснения см. в тексте).

нечетной геосферы (начиная от земной коры) в разрезе Земли выражена в целом более дискретно, контрастно.

Периодичность структуры глобального разреза Земли проявляется также в том, что 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 по мере углубления в геосферах *A* и *C*, тогда как в геосферах *D'* и *B* мантии возрастание скорости заметно снижается, на что уже давно было обращено внимание (Белоусов, 1976 и др.).

На фоне закономерного увеличения с глубиной скоростей 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 (Артюшков, 1970; Белоусов, 1966). Области понижения и повышения скоростей сейсмических волн, судя по конкретным разрезам верхней геосферы мантии (см. рис. 48 и 49), образуют чаще всего огромные линзы или относительно быстро выклинивающиеся по простиранию прослои. Ими, вероятно, определяется не только периодическая структура разреза геосфер данного типа, но и повышенная в целом латеральная их зональность.

Степень структурной дифференцированности (расчлененности на элементы разного ранга) по мере перехода от одной геосферы к другой также не остается постоянной. Если в земной коре четко выделяются единицы разных рангов от атомов до платформ и складчатых областей включительно, то уже в нижней геосфере земной оболочки такая дифференцированность вряд ли выше минерального уровня. Во всяком случае разбиение разреза Земли на минералогические зоны согласно новейшим экспериментальным и теоретическим данным осуществляется только до глубины 2800 км, на которой находится геосфера *D''* (см. табл. 20).

Расчеты Р. ван Беммелена (Vermelen, 1965) и Е. В. Артюшкова (1970), в частности, показывают, что исходным уровнем минеральной дифференциации геосфер можно считать границу мантия — ядро.

По отмеченным выше особенностям внутреннего строения выделяются, во-первых, геосферы типа земной коры, которые относительно более четко расслоены на строго последовательный ряд слоев. Скорости сейсмических волн и другие физические параметры по их разрезу либо прогрессивно растут, либо уменьшаются. Причем строгая последовательность слоев сохраняется (или по крайней мере доминирует) на всем протяжении геосферы. Поэтому такие геосферы названы транзитными, или *радиальными геосферами* (*r*-геосферы на рис. 52 и в табл. 21). Во-вторых, обособляются *зональные геосферы*, обладающие относительно повышенной латеральной неоднородностью состава и имеющие менее строгую последовательность слоев в своем вертикальном разрезе (*l*-геосферы на рис. 52 и в табл. 21).

Кроме того, по степени общей структурной дифференцированности все геосферы Земли разделяются на два типа: 1) *внутренние*, или ядерные и 2) *внешние* — геосферы земной оболочки (см. табл. 21). Граница между ними проводится по главному сейсмическому разделу — разделу Гутенберга, выше которого в структуре геосфер, судя по экспериментальным и теоретическим данным, появляются минералы, породы и формации.

Вещественный состав геосфер интерпретируется с разных позиций. С глубиной гипотезы породного состава сменяются гипотезами минерального состава и фазовых переходов, а начиная с ядерных геосфер уже рассматриваются гипотезы только химического состава. Обычно считает-

ся, что сейсмические раздели в Земле вызваны изменениями химического состава и фазовыми переходами — между твердой и жидкой фазами или между различными твердыми фазами. В. Н. Жарков (1978), например, ссылаясь на данные Л. Лиу, приводит такую схему распределения минеральных парагенезов, или фаз, по разрезу земной оболочки: геосфера *B* (70—420 км) — оливиновая зона, геосфера *C* (до глубины 670 км) — шпинелевая и пировскит-ильменитовая зона, геосфера *D* (до глубины 2800 км) — пировскитовая зона. Помимо этого существуют также гипотезы (модели), которые описывают состав глубоких недр Земли не на минералогическом, а на химическом уровне. Геосферы в этих моделях выступают уже не в качестве минералогических и петрологических зон (объектов глобальной петрологии), а в качестве геохимических.

Создание таких глобальных геохимических моделей Земли и составляющих ее геосфер считается одной из важных и интересных задач, стоящих перед геохимией с момента ее возникновения (Беус, 1972). На основе сферически-симметричной модели строения Земли геохимиками разработан целый ряд вариантов теоретически возможного распределения химических элементов по разрезу планеты. В частности, С. М. Айвазяном (1976) сравнительно недавно предложена оригинальная схема так называемой периодически-изохронной геохимической модели Земли. В этой схеме химические элементы распределяются по геосферам Земли в зависимости от периодической изохронности элементов, определяемой через отношение массового числа химического элемента к его периоду.

Однако в современных геохимических моделях, как и в глобальных петрологических, построенных на сферически-симметричной структурной основе, совершенно не учитывается целый ряд важных обстоятельств. Во-первых, сейсмическими методами выявлен отмеченный выше периодический характер изменения внутреннего строения самих геосфер. Во-вторых, на примере земной коры (см. гл. III и IV) четко видно, что расслоение вещества Земли на слои разного состава (от ультраосновных до кислых) может осуществляться практически полностью и в объеме одной геосферы такого типа. В-третьих, и это не менее важно, земная оболочка в целом неоднородна не только по вертикальному разрезу, но и по латерали.

### ГЛОБАЛЬНЫЕ ЗОНЫ И СЕГМЕНТЫ ЗЕМНОЙ ОБОЛОЧКИ

Обособление крупных латеральных структурных неоднородностей в оболочке Земли началось, вероятно, еще в начале нашего века с выделения по обрамлениям континентов и океанов глобальных складчатых поясов типа Тихоокеанского подвижного пояса. Такие *глобальные складчатые 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, получившим позже название *океанических плит*. Всем этим глобальным элементам земной оболочки затем долгое время не уделялось должного внимания со стороны геологов и тектонистов. Такое отношение к глобальным зонам на первых порах их изучения диктовалось, по-видимому, почти полным отсутствием каких бы то ни было определенных геолого-геофизических данных о строении океанического дна.

Системы глобальных зон, опоясывающие земной шар, как самые крупные латеральные структурные элементы земной оболочки стали выделяться совсем недавно (в конце 50-х и в начале 60-х годов), что связывается прежде всего с успехами, достигнутыми в изучении дна океанов и морей геофизическими методами. Усовершенствованные геофизические методы позволили также обнаружить крупные латеральные неоднородности в составе по крайней мере верхней мантии до глубины 420 км. Широкое

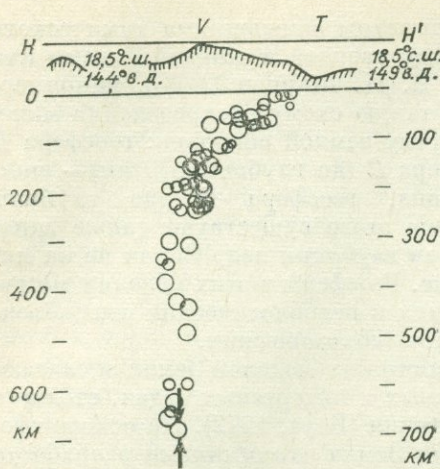


Рис. 53. Разрез земной коры и верхней мантии в зоне Марианской дуги в западной части Тихого океана. По Л. Сайксу (1975). Кругами обозначены очаги землетрясений;  $T$  — желоб,  $V$  — зона современного вулканизма. Сходящиеся стрелки указывают на направление оси сжатия по данным о механизме землетрясений (по М. Katsumata, L. Sykes, 1969).

глобальные зоны в оболочке Земли стали выделяться практически вне всякой связи с геологическим строением ее поверхности, главным образом по критерию распределения в земной оболочке современной сейсмической активности, которая, как известно, далеко не всегда совпадает с разделением земной поверхности на океаны, континенты и другие крупные структурные единицы. По такому критерию сейсмичности Б. Гутенберг (1963) уже в 1934 г. выделял, с одной стороны, разные по своим структурно-вещественным характеристикам глобальные зоны с повышенной сейсмичностью (Тихоокеанский кольцевой пояс, Альпийский пояс Европы, пояс центральной части Индийского океана и пояс Восточной Африки), а с другой — асейсмичные зоны, также имеющие принципиально различное геологическое строение (впадины Тихого океана и стабильные щиты континентов).

В других геофизических работах глобальные зоны выделяются по данным о механизме землетрясений, которые также непосредственно не отражают состава и внутреннего строения глубоких недр земной оболочки. Они позволяют лишь расчленять поверхность Земли на разные зоны без типизации последних по составу и структуре в классическом смысле этого понятия (определение понятия «структура» см. в гл. I). Тем не менее это были важные шаги в изучении оболочки. Л. М. Балакина, и др. (Поле ..., 1972), например, четко показали, что по ориентации главных осей напряжений в поле упругих напряжений Земли в интересующем нас пересечении по экватору 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 восточное обрамление Индийского океана); 3) относительно нейтральные по напряженности континентальные (Америка и Африка) и океанические (Атлантического, Индийского и Тихого океанов) плиты.

Определение координат очагов землетрясений в островных дугах по обрамлению океанов дало ясные представления о геометрии зон сочленения континентальных и океанических сегментов земной оболочки до глубины почти 1000 км (рис. 53—55). Исследованиями такого рода установлено, что очаги глубокофокусных землетрясений сосредоточены в сравнительно тонких (мощностью в несколько десятков километров) зонах земной оболочки, резко заглубляющихся под края континентов или окраинных морей. Эти данные укрепили геологов во мнении, что континентальные сегменты оболочки (континенты в геофизическом смысле слова) не являются только коровыми структурами, а имеют глубокие корни в мантии.

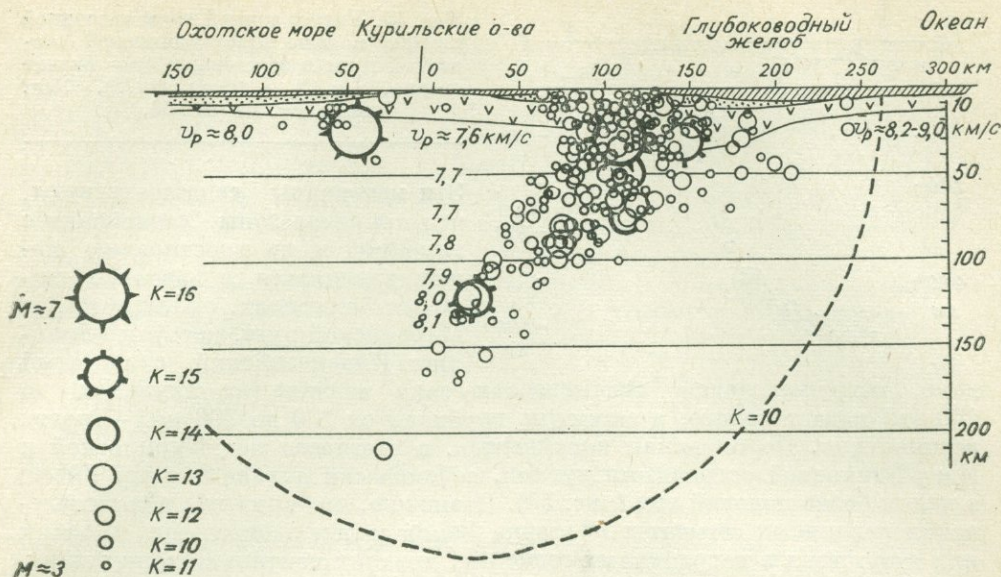


Рис. 54. Разрез земной коры и верхней мантии в зоне южной оконечности Курильской дуги с указанием энергии землетрясений ( $M$  и  $K$ ) и найденных значений скорости продольных волн ( $v_p$ ). По С. А. Федотову (1965).

Открытие глобальных зон глубокофокусных землетрясений связывается с именем американца Г. Беньофа, после работ которого эти зоны получили широкое признание, с именем академика А. Н. Заварицкого, впервые высказавшего предположение о наличии таких зон под островными дугами, а также японца Вадати, которым впервые были открыты сами глубокофокусные землетрясения. Зоны глубокофокусных землетрясений, находящиеся под островными дугами, ныне рассматриваются как сверхглубинные надвиги коры и верхней мантии материков на кору и верхнюю мантию океанов, т. е. как надвиги континентальных сегментов земной оболочки на сегменты океанические (см. рис. 53—55).

В качестве собственно зон Беньофа в настоящее время выделяются по сути дела только неотектонически активизированные сверхглубинные разломы оболочки. Вместе с тем весь опыт изучения структурных элементов Земли гораздо меньшего ранга (глубинных разломов земной коры и геоструктур, рассмотренных в гл. IV) показывает, что все крупные структурные элементы Земли имеют весьма длительную геологическую историю формирования. Известно, что глубинные разломы (а тем более сверхглубинные, или глобальные, разломы зон сочленения океанических и континентальных сегментов оболочки) за свою историю испытывают многократную активизацию. В связи с этим вполне возможно, что в настоящее время выявлены далеко не все имеющиеся в оболочке Земли глобальные неоднородности, подобные современным зонам Беньофа. С очень большой вероятностью их наличие можно предполагать также по тем окраинам океанов, где сейчас повышенная сейсмичность не наблюдается. Современными методами геофизики указанные зоны выделяются пока только по наличию очагов глубокофокусных землетрясений, сосредоточенных в зонах, наклоненных под окаймляющие океан материковые окраины и островные дуги. 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 крутыми углами падения. На рис. 53—55 показаны вертикальные разрезы через Марианскую, Курильскую и Идзу-Бонинскую островные дуги.

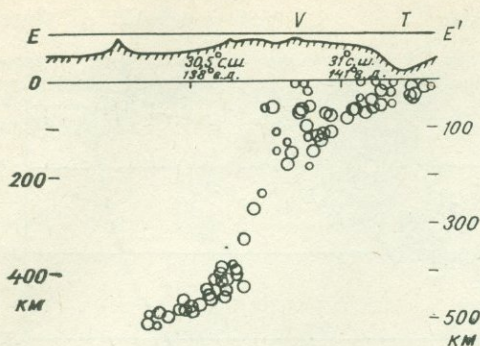


Рис. 55. Разрез земной коры и верхней мантии в зоне Идзу-Бонинской островной дуги в западной части Тихого океана. По Л. Сайксу (1975). Усл. обозн. см. на рис. 54.

пояс, погружающаяся сейсмическая зона вначале (на глубинах до 100 км) падает полого, а затем (на глубинах от 200 до 700 км) — почти вертикально. По окраинам континентов, в частности под Курильской и Идзу-Бонинской островными дугами, сейсмические активные зоны имеют в целом более пологий вид (рис. 55). Возможно, что крутизна зоны сочленения различных сегментов оболочки Земли может зависеть от наличия или отсутствия в пограничных сегментах древних континентальных плит.

О различиях в структуре глубоких недр земной оболочки под континентальными плитами, подвижными (складчатými) поясами и океанами судят главным образом по скоростям прохождения там сейсмических волн, по структуре магнитного поля, величине тепловых потоков, а также по целому ряду косвенных геологических и петрологических гипотез: глубинной дифференциации земного вещества, зонной плавки и зонного тектогенеза и т. п. (Белоусов, 1966, 1968, 1976; Виноградов, 1962; Захаров, 1976; и др.).

Первые сведения о том, что земная кора океанов отличается от коры материков отсутствием гранитного слоя, появились еще в начале нашего века. Материки сразу же были обособлены в качестве «гранитных глыб», лежащих на базальтовом слое, продолжающемся и на дне океанов. Различия в послыном составе континентальных и океанических зон оболочки четко проявляются во всех опорных разрезах (ср. рис. 30, 33, 37—39, 44 и 56, 57). Опираясь на эти данные, В. В. Белоусов (1976) и другие ученые достаточно просто объясняют равенство тепловых потоков, неожиданно обнаруженное в пределах континентальных и океанических плит. Равенство тепловых потоков в разных по своему послыному 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 зонами. Повышенные значения тепловых потоков в срединно-океанических хребтах с указанных позиций могут рассматриваться как свидетельство существования иного геохимического состава слоев верхней мантии под этими глобальными зонами.

При средней величине теплового потока  $1,5 \cdot 10^{-6}$  кал/см<sup>2</sup>.с и наиболее распространенном значении  $1,1 \cdot 10^{-6}$  кал/см<sup>2</sup>.с на поверхности Земли наблюдается его неравномерное распределение в пределах как континентальных, так и океанических сегментов оболочки (Белоусов, 1976; Любимова, 1977; и др.). Причем в пределах континентов намечается определенная зависимость величины теплового потока от латеральной структурной зональности земной коры, а также от структуры и послыного состава подстилающей ее геосферы В. Так, тепловой поток над древними платформами принимается за единицу интенсивности (Белоусов, 1976). В складчатых поясах по обрамлению континентов интенсивность потока в среднем возрастает до 1,8—2,0 и более, достигая в отдельных зонах современного вулканизма значений 3,6 в относительной интенсивности.

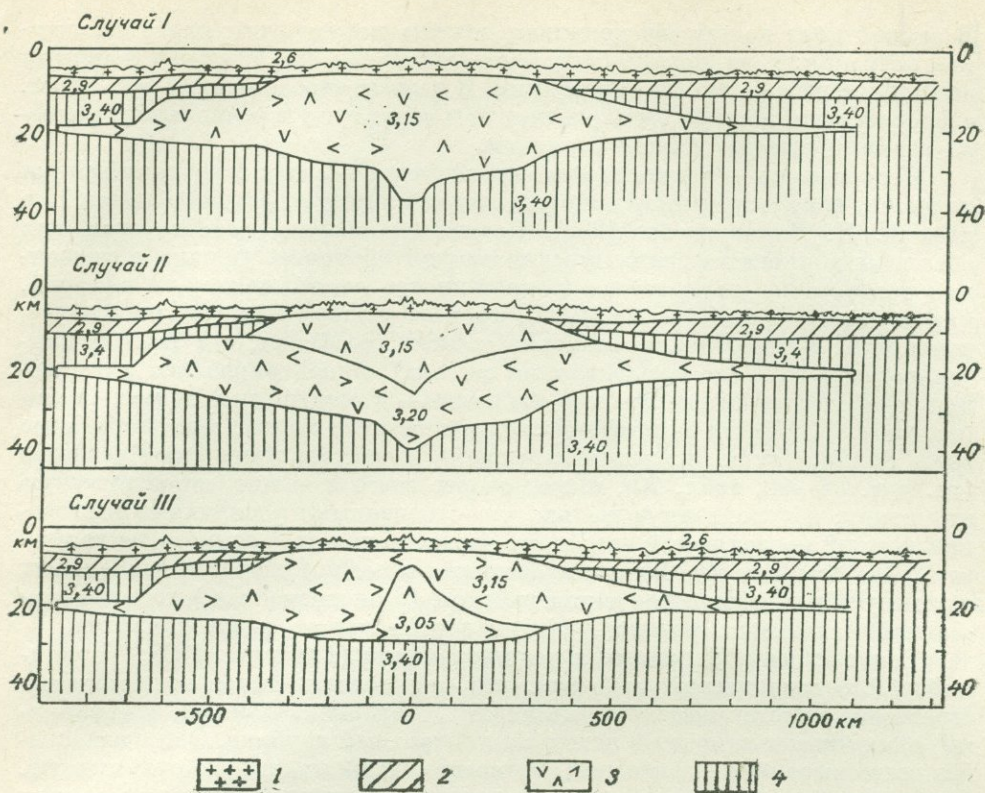


Рис. 56. Модели разрезов срединно-океанических хребтов, построенные по гравиметрическим и сейсмическим данным (Talwani e. a., 1965). Из работы Ж. Уэрзела (1969).

1 — фундамент; 2 — океанический слой; 3 — измененная мантия; 4 — мантия. Отношение вертикального масштаба к горизонтальному 10 : 1.

В океанических плитах (котловинах) тепловой поток снова снижается до 1,1—1,2 в принятых единицах относительной интенсивности. Самые высокие тепловые потоки здесь отмечаются в срединно-океанических хребтах, в пределах которых значения в нескольких точках достигают интенсивности 8,0. Такая глобальная структура теплового потока земной поверхности решительно не согласуется с характером послойных изменений в составе земной коры по мере движения от центра континентов к срединно-океаническим хребтам (рис. 56, 57). Теоретически это объясняется тем, что в континентальных зонах Земли значительная часть теплового потока, по-видимому, генерируется корой — ее мощным 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. Проведенный с этих позиций В. В. Белоусовым (1976) подсчет той доли теплового потока, которая должна генерироваться континентальной земной корой древних платформ (за счет большой мощности и повышенного содержания радиоактивных элементов), показал, что эта кора создает примерно половину общей величины реально наблюдаемого потока тепла. Поток его над внутриконтинентальными платформами и складчатыми поясами, следовательно, увеличивается почти вдвое за счет «фона», создаваемого континентальной корой. Над океанами отмечается обратная картина: понижение теплового «фона» коры, но повышение мантийной доли теплового потока. Согласно этим расчетам, 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. В разных глобальных зонах Земли, следовательно, должна быть различной и структура вертикального разреза верхних геосфер земной оболочки.

Этот вывод достаточно хорошо согласуется также с петрологическими данными, используемыми в гипотезе «зонной плавки», разрабатываемой по идее А. П. Виноградова (1962). Последняя обычно используется для объяснения происхождения геосфер земной оболочки. Однако в указанной гипотезе не учитывается гетерогенность самой мантии, в которой, как отмечает С. А. Захаров (1970), процесс «зонной плавки», по всей вероятности, не протекал равномерно во всех геосферах, а в течение длительного времени (до выравнивания состава) концентрировался в отдельных глобальных зонах земной оболочки — в мантийных поясах Земли (см. табл. 19). Такие мантийные субвертикальные пояса, или глобальные зоны Земли, судя по геофизической характеристике их разрезов (см. рис. 48—52, табл. 20), имеют скорее всего в целом периодическую структуру, обусловленную только что отмеченными различиями в строении каждой последующей геосферы. Согласно гипотезе зонного тектогенеза С. А. Захарова (1970), эти особенности строения разрезов глобальных зон могут быть объяснены периодическим (разновременным) проявлением «зонной плавки» на разных уровнях вертикального разреза мантии.

Сопоставление скоростных разрезов Земли (Anderson, 1967; Магницкий, 1968) свидетельствует о том, что под континентальными плитами (древними кристаллическими массивами, континентальными платформами) слои низких скоростей лежат на наибольшей глубине. Они здесь слабее всего выражены, а местами, возможно, даже полностью отсутствуют. Под молодыми современными складчатými поясами, в которых зонная плавка сейчас осуществляется в самых верхних горизонтах оболочки, слои пониженных скоростей находятся сравнительно выше. Они начинают встречаться практически прямо под земной корой и даже в ней самой (Тянь-Шань, Курило-Камчатская и другие области). Как раз под такими тектонически активными зонами, а также под срединно-океаническими хребтами находятся мощные «коро-мантийные смеси», которые образуются, вероятно, за счет продолжающихся в настоящее время процессов дифференциации вещества верхней мантии (Cook, 1962; Резанов, 1971). На моделях срединно-океанических хребтов, построенных по гравиметрическим и сейсмическим данным (рис. 56, 57), мощности таких измененных слоев верхней мантии оцениваются в 20—30 км.

Открытие и всестороннее изучение глобальных зон данного вида особенно тесно связано с появлением и развитием гипотезы новой тектоники плит. Дело в том, что все другие глобальные зоны (табл. 22) достаточно хорошо были известны еще до появления новой идеи глобальной тектоники плит. С выделением срединно-океанических хребтов фактически завершился этап установления в земной оболочке полного латерального ряда ее глобальных структурных зон. Это позволило ученым перейти к рассмотрению всей системы глобальных структур земной поверхности, и новая тектоника плит явилась, по-видимому, первой теоретической основой системного анализа указанных объектов.

Как отмечает А. С. Монин (1977), лежащая в основе новой тектоники плит идея о растяжении океанического дна была высказана еще в 1928 г. английским геологом А. Холмсом, который, однако, считал ее спекулятивной, не могущей иметь научного значения, пока не появятся доказательства. Позже, в 1960—1970 гг., она была возрождена в статьях Г. Хесса, Р. Дитца, К. Ле Пишона и в других работах, общее число которых к настоящему времени составляет, вероятно, более тысячи.

Рождение идей мобилизма иногда связывается также с именем А. Вегенера (1926) и с его более ранней работой 1912 г. Отмечается, что анало-

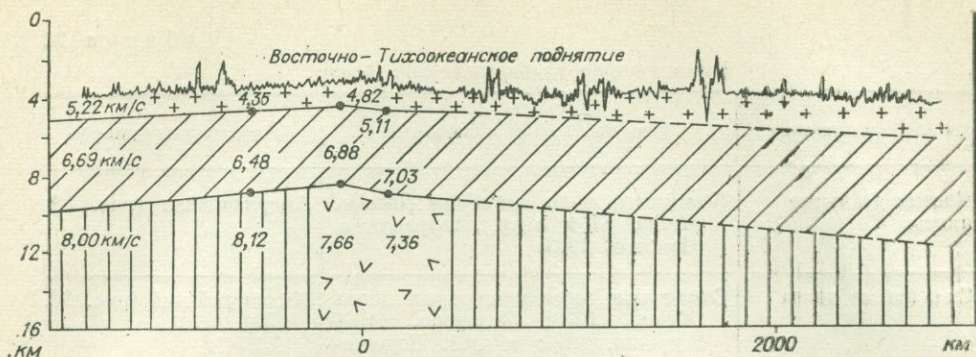


Рис. 57. Структурный разрез Восточно-Тихоокеанского поднятия, построенный по данным сейсмических измерений и кривым аномалий силы тяжести (Taiwani e. a., 1965; сейсмические данные по Рейту, 1956; Менарду, 1960). Из работы Ж. Уэрзела (1969). Отношение вертикального масштаба к горизонтальному 100 : 1. Усл. обозн. см. на рис. 56.

гичные мысли о дрейфе материков высказывались еще в 1910 г. американцем Ф. Тейлором. Новая плитная тектоника имеет, конечно, общие черты с гипотезой дрейфа континентов, высказанной в свое время А. Вегенером: в обеих гипотезах в той или иной форме используется «дрейфовый» механизм перемещения глобальных плит, который в каждом случае решительно ставится в оппозицию «миграционному» варианту преобразования глобальной структуры земной поверхности, сторонники которого именуются не иначе как «фиксистами». Однако структурная основа у двух названных гипотез принципиально различна. А. Вегенер (1926) позволял себе «двигать» те структурные элементы Земли (континентальные глыбы вместе с обрамляющими их складчатými поясами), которыми новая тектоника плит фактически не оперирует. В современной мозаике литосферных плит (рис. 58) эти структурные элементы отсутствуют. Литосферные плиты последней гипотезы могут включать в себя не только континентальные плиты и складчатые пояса обрамления, но и соседние океанические плиты, разрезы которых характеризуются другими геофизическими параметрами (см. табл. 20). Такие ранее установленные геолого-геофизическими методами исследований крупные структурные элементы земной оболочки и твердой поверхности Земли, как континентальные и океанические плиты, складчатые пояса континентальных окраин, зоны их сочленений с океанами атлантического типа, в этих построениях оказались на втором плане. В основе гипотезы тектоники плит лежит, по мнению К. Ле Пипсона и его соавторов (1977), очень простой факт, заключающийся в том, что большая часть механической энергии, расходуемой в настоящее время на поверхности Земли, высвобождается в нескольких узких глобальных зонах, или поясах, которые подвержены значительным деформациям, сопровождающимся высокой сейсмической активностью. Границы между всеми литосферными плитами в данном случае определяются не по главным структурно-вещественным характеристикам земной оболочки, а по сейсмичности или по описанию предполагаемой геометрии движений плит с позиций кинематики твердых тел на сфере. Как отмечают авторы этой гипотезы, проводимое ими разделение поверхности Земли на плиты не связано с разделением на океаны и материки. На рис. 58 видно, что литосферные плиты могут объединять в себе исключительно разнородные по геолого-геофизическим характеристикам элементы. В них включаются, в частности, глобальные зоны как с материковой, так и с океанической корой. Границы указанных плит совмещаются с границами крупных физических неоднородностей земной оболочки лишь в неотектонически активизированных зонах. Это последнее обстоятельство подчеркивается мно-

## Терминология глобальных зон Земли

Виды глобальных зон*	Близкие понятия и синонимы	Региональные примеры
1. Континентальные плиты	Континентальная литосфера (Isaaks, Olivier, 1968; и др.), терраплиты (Чемяков, 1973)	Американская (рис. 58)
2. Складчатые пояса	Складчатые геосинклинальные пояса (Хаин, 1973; Белоусов, 1976; Муратов, 1977; и др.). Подвижные пояса (Захаров, 1970)	Индонезийский (рис. 58, 59)
3. Зоны Бенъофа	Мантийные надвиги (Белоусов, 1976), сверхглубинные разломы, зоны Бенъофа — Заварицкого и древние зоны Бенъофа (Хаин, 1973, 1977), островные дуги (Муратов, 1977)	Курильская, Марианская, Идзу-Бонинская островные дуги (рис. 38, 53—55)
4. Океанические плиты	Океаническая литосфера (Isaaks, Olivier, 1968; и др.), океанические плиты (Боголепов, Чиков, 1976), талассоплиты (Чемяков, 1973)	Индо-Австралийская плита (рис. 58, 59)
5. Срединно-океанические хребты	Георифтогениали (Удинцев, 1970, 1972), океанические орогенные пояса (Хаин, 1973), талассоарси́сы, океанические шрамы (Пуцаровский, 1972)	Срединно-Атлантический и Восточно-Тихоокеанский хребты (рис. 56—59)

\* Цифрами 1—5 соответствующие виды глобальных зон обозначены также на опорном разрезе Земли (см. рис. 59).

гими авторами современных работ в области плитной тектоники. Ле Пшон 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». Если отвлечься от поставленной в приведенной цитате задачи ретроспективного анализа глобальной структуры Земли и рассмотреть только современную структурную основу этой теории, станет ясно, что в новой тектонике плит, во-первых, основное внимание сосредоточено на тектонически активизированных глобальных зонах земной оболочки. Во-вторых, в ней обособлены еще какие-то ранее неизвестные более крупные глобальные элементы типа Африканского сегмента планеты, простирающегося по выходам на твердую поверхность Земли от Срединно-Атлантического хребта до срединного хребта в Индийском океане. Такие сегменты и срединно-океанические хребты являются глобальными структурами совершенно нового типа и, надо полагать, что эта новая информация явилась одной из главных причин мощной вспышки современных идей раздвижения океанического дна. Все остальные глобальные элементы, в том числе и зоны Бенъофа были ранее известны и к тому же являются по отношению к первым двум второстепенными образованиями, т. е. осложняющими крылья названных гигантских структур (см. рис. 59). Те гигантские сегменты Земли, в центре которых находятся современные континенты, резко отличаются от разделяющих их срединно-океанических хребтов не только по геологическому строению поверхности, геометрии тел, но и по физическим параметрам глубоких недр. Сейсмические разрезы и геофизические поля

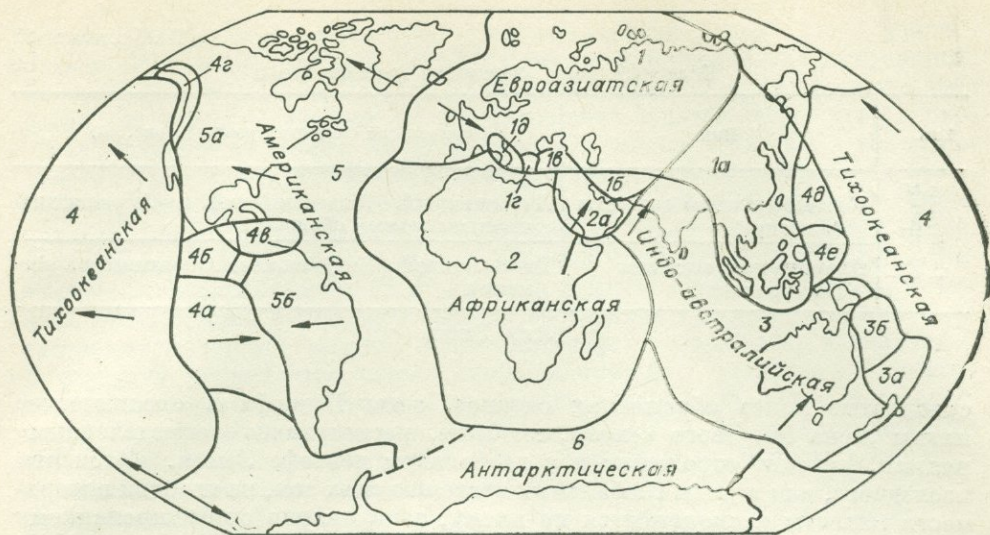


Рис. 58. Мозаика литосферных плит. По А. С. Моницу (1977).

срединно-океанических хребтов уникальны и не похожи на соответствующие характеристики всех других глобальных зон земной оболочки. Это позволяет рассматривать срединно-океанические хребты как зоны выходов на твердую поверхность Земли крупных океанических неоднородностей мантии, скрытых на большей части океана под гигантскими плитами, основание которых каким-то образом погружается под континентальные сегменты. Так, собственно, и рассматриваются эти элементы в новой тектонике плит. Срединно-океанические хребты представляются обычно как наиболее «раскрытые» мантийные зоны Земли, в которых близко к поверхности подходят ее океанические сегменты. Последние вместе с континентальными сегментами и ядром планеты составляют, очевидно, группу максимально крупных по рангу структурных элементов Земли, которые называются также частями планеты (табл. 23).

Только что отмеченные структурные особенности срединно-океанических хребтов, по-видимому, справедливо считаются главной причиной появления гипотезы раздвигания океанов. В книге Б. М. Яновского (1978), например, прямо подчеркивается, что эта гипотеза своим возникновением обязана геомагнитным данным потому, что магнитные аномалии в районе срединно-океанических хребтов имеют специфику, не свойственную аномальному полю другим глобальным зонам. Считается, что именно эти особенности позволили Ф. Вайну и Д. Матьюзу (Vine, Matthews, 1963) сформулировать гипотезу: рифты срединно-океанических хребтов — это линии раскола, относительно которых океаническое дно раздвигается с постоянной скоростью перпендикулярно срединному хребту. То же самое можно сказать и о сейсмических и гравиметрических характеристиках срединно-океанических хребтов, по которым строятся структурные модели, аналогичные представленным в виде опорных разрезов (на рис. 56, 57). Это значит, что независимо от того, раздвигаются или не раздвигаются срединно-океанические хребты, они и те сегменты, на которые земная оболочка ими разделена, должны обособляться как глобальные структурные элементы первостепенного значения.

Между центральными зонами океанических и континентальных сегментов на поверхности Земли располагаются глобальные тектонические зоны, тоже характеризующиеся не только разными геофизическими разрезами, но и разным типом геологического строения соответствующих областей, а также разной историей их формирования. К ним относятся

Классификация сегментов земного шара

Тип	Вид	Индивид (по опорному разрезу, рис. 59)
Сегменты оболочки	Континентальные сегменты (внешние)	Американский, Индонезийский и Африканский сегменты земной оболочки
	Океанические сегменты (внутренние)	Тихоокеанский, Индийский и Атлантический сег- менты
		Ядро Земли

складчатые пояса обрамления океанов, зоны Бенъофа и океанические плиты ложа Мирового океана, которые, располагаясь определенными рядами, находят отражение и в глобальном рельефе Земли. Элементы последнего, как и ряды глобальных тектонических зон, на твердой поверхности планеты располагаются по плану, закономерно ориентированному относительно Земли (Воронов, 1968; Катерфельд, 1962; Тамразян, 1967; Хаин, 1973). Уже давно обращено внимание на то, что современный структурный план Земли в целом обладает определенной симметрией по отношению к оси вращения планеты, проявляющейся как в существовании глобальной сетки глубинных разломов, так и в группировке континентов и океанов, в расположении древних платформ и подвижных поясов неогена. Эти глобальные структурные зоны, симметрично опоясывающие земной шар, определяют практически всю его тектоническую, сейсмическую и вулканическую активность. Между ними и неоднородностями в строении мантии, распространяющимися вглубь на сотни километров, установлены определенные связи.

Изучение неоднородностей в структуре мантии под различными морфологическими элементами земной поверхности и ее глобальными тектоническими зонами только началось, но уже первые результаты, как это неоднократно подчеркивали В. В. Белоусов (1976) и многие другие ученые, ясно показывают, что предполагаемые глубокие неоднородности существуют. Поэтому на повестке дня нашей науки уже появилась проблема создания конкретных геолого-геофизических моделей строения земной оболочки и всей Земли в целом.

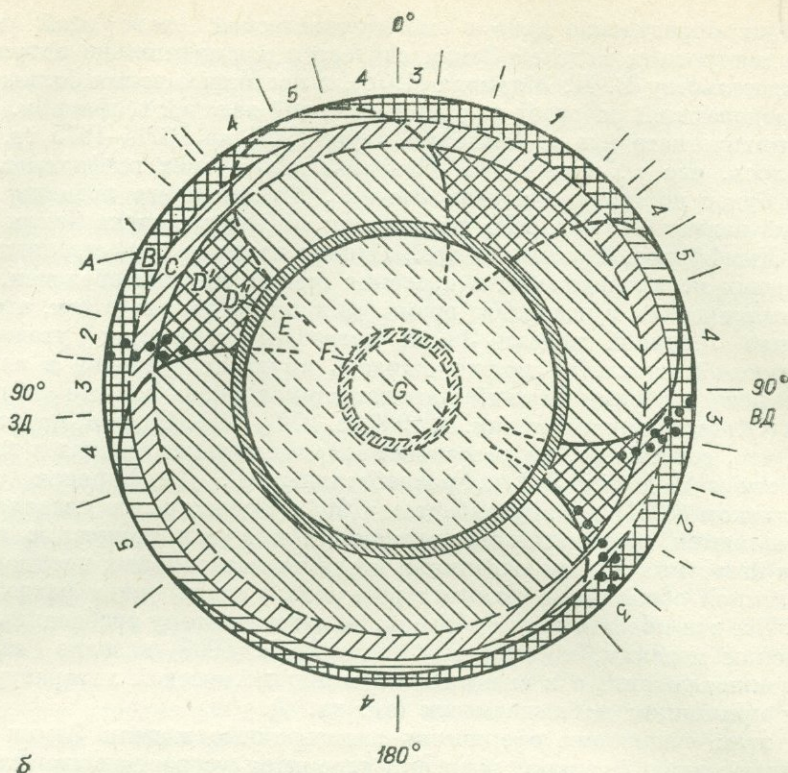
#### ПРОБЛЕМА СОЗДАНИЯ ОПТИМАЛЬНОЙ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ СТРОЕНИЯ ЗЕМЛИ

В современной геофизике различаются так называемые *оптимальные и стандартные модели Земли* (Жарков, 1978). Оптимальные модели — это модели, наилучшим образом удовлетворяющие всем известным данным о Земле, а стандартные модели — это относительно упрощенные схемы, специализированные на решение задач повседневной геофизической практики. В настоящее время ученые в этой области стремятся к созданию узкоспециализированных, или целевых, наборов стандартных моделей Земли, каждая из которых должна соответствовать той или иной задаче физики Земли. Эта ситуация во многом напоминает нам аналогичное стремление к целевому классифицированию своих объектов, наблюдаемое у некоторых других специалистов, например, в области геологических формаций (о нем говорилось в гл. III). Поскольку предшествующий анализ разноранговых структур проведен на оптимальных моделях (системных объектах), ниже тоже будут рассмотрены только оптимальные модели, на которых показываются только системные структурные элементы

Земли (их определение дано в методологической главе этой книги). Задача построения моделей Земли считается исключительно актуальной. По свидетельству В. Н. Жаркова (1978), в настоящее время большое число исследователей работает над этой основной задачей геофизики. В проектах пятилетнего плана Академии наук СССР на 1971—1975 гг. также отмечалось, что «... важнейшей конечной целью всех геофизиков было, есть и будет построение модели Земли... До недавнего времени такой научный подвиг был совершен немногими: мы знаем модели Земли Гутенберга, Джеффриса, Буллена и др... Однако наличие существенных горизонтальных неоднородностей в строении земной коры и оболочек, отчетливо выявившееся в последнее время, заставляет думать о том, что представление о единой модели Земли потребует серьезных уточнений... В следующей пятилетке можно ожидать крупных успехов в изучении внутреннего строения Земли, учитывающих горизонтальные неоднородности» (Основные направления..., 1969, с. 276—277). Из этой цитаты ясно видно, что, собственно, не устраивает современных геофизиков и геологов в известных моделях Земли, разработанных Г. Джеффрисом (1960), К. Булленом (1961) и Б. Гутенбергом (1963). Прежде всего названные модели являются сферически-симметричными и в них полностью игнорируются известные данные о наличии крупных латеральных неоднородностей в земной оболочке, о которых речь шла в предыдущем разделе этой главы. Все эти модели, таким образом, не отвечают тому требованию к теоретическим моделям, которое А. Эйнштейном (1967) названо внешним оправданием теории, а в специальной методологической литературе именуется принципом наблюдаемости (см. гл. I).

В этом отношении сферически-симметричные модели Земли мало устраивают даже физиков, хотя они стремятся усовершенствовать параметрические модели строения разрезов Земли и фактически не касаются проблем ее расчленения на латеральные зоны. Но и физические модели разрезов Земли оказываются слишком идеализированными схемами ввиду того, что «мы реальную сферически не симметричную Землю продолжаем описывать сферически-симметричными моделями» (Жарков, 1978, с. 125). Уже только потому, что на поверхности Земли существуют океаны и континенты, имеются соответствующие отклонения наружных геосфер от сферической симметрии. Из-за различия на протяжении нескольких сотен километров глубинного строения океанов и континентов ученые-физики не могут добиться хорошего согласия теоретических и экспериментальных кривых для океанических и континентальных трасс. По этой причине современные физические модели разрезов Земли практически стали строиться как региональные модели вертикальных разрезов мантии. В. Н. Жарков (1978), например, считает, что созданию общей модели Земли должно предшествовать построение как минимум двух таких региональных моделей Земли: одной океанической, другой — континентальной. По такому пути, как об этом пишет В. Н. Жарков (1978), пошла в своей работе интернациональная группа сейсмологов в составе А. Дзивонского (США), А. Хейлза (Австралия) и Е. Лепвуда (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 в табл. 20). Так как в литературе имеются указания, что отклонения от сферической симметрии с глубиной, по мере приближения к внешнему ядру Земли, нивелируются, то обе модели (континентального и океанического разреза оболочки) постепенно должны переходить в общую сферически-симметричную модель строения глубоких недр.

Эти данные обычно используются для построения стандартных (специализированных) физических моделей так называемой «средней Земли». Геологов же больше интересуют модели другого типа — так называемые оптимальные модели, в которых показываются все основные структурно-



б



— 1 — 2 — 3 — 4 ••• 5 - - - 6:

Рис. 59. Конвекционно-сферическая модель Земли (а) и структура экваториального пояса ее глобальных элементов (б).

1, 2 — границы сегментов планеты: 1 — резкостные (тихоокеанского типа), 2 — постепенные (атлантического типа); 3, 4 — границы геосфер Земли: 3 — резкостные, 4 — постепенные; 5 — неотектонически активизированные зоны Беньофа; 6 — намечающиеся границы глобальных зон земного ядра. Цифрами 1—5 на рисунке обозначены (в проекции на поверхность) глобальные зоны Земли: 1 — континентальные плиты, 2 — складчатые пояса, 3 — зоны Беньофа, 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: r-геосферы (A, C, D') заштрихованы одинаково по всей длине их окружности, а l-геосферы (B и D') под океанами и континентами показаны разным знаком.

вещественные элементы Земли, в том числе и те, что связаны с распределением в ней главных физических параметров. С этих позиций региональные параметрические модели земной оболочки должны включаться в общую модель в дифференцированном, а не в усредненном виде. Кроме этого, на общей модели строения Земли должны быть также показаны глобальные тектонические зоны и геосферы, уже давно выявленные в теле планеты разнообразными методами исследований. Но 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 гипотезам (идеям), предъявляя к последним одно единственное требование — чтобы они более или менее соответствовали уже имеющемуся фактическому материалу (см. гл. I).

В качестве одного из возможных способов решения проблемы построения общего разреза Земли по имеющимся данным автором была высказана гипотеза миграционной ранговой инверсии структурных и вещественных свойств. Согласно этой гипотезе ранговая инверсия происходит между соседними сегментами земной оболочки при переходе с одного ее геосферного уровня на другой («мигрирует» по земной горизонтали вместе с глобальными тектоническими зонами Земли (рис. 59). Такое решение задачи находится в достаточно хорошем соответствии с тем фактическим материалом по сравнительному анализу всех разноранговых структурных элементов, который приводится в других главах этой книги.

Во-первых, степень самой ранговой структурной дифференцированности Земли действительно изменяется по мере движения к ядру планеты по ее геосферам. Если в земной коре четко выделяются все элементы минеральной, формационной и геоструктурной ранговых групп (они рассмотрены в гл. II—IV), то такая дифференцированность в ядре Земли, как это показано на предшествующих страницах, вряд ли выше атомно-молекулярного уровня.

Во-вторых, степень дифференцированности состава земной оболочки в каждой геосфере по имеющимся данным в целом также уменьшается (в направлении от центральных зон континентов к центральным зонам океанов), где в земной коре отсутствуют мощный гранитный и осадочный слои. Следовательно, мы имеем два основания для обособления континентальных и океанических сегментов оболочки на общем разрезе Земли: 1) последовательное увеличение дифференцированности состава геосфер в направлении от срединных океанических хребтов к континентальным плитам (5—1 на рис. 59); 2) такое же последовательное увеличение вверх по вертикальному разрезу структурной дифференцированности тех же геосфер земной оболочки. Принимая во внимание, что состав тектонических единиц и их структура находятся в определенной периодической зависимости (о ней говорится в заключительной главе), мы получаем практическую возможность достаточно точно вычленить в оболочке Земли те ее конкретные океанические и континентальные сегменты, которые требуется показать на общем (оптимальном) разрезе. В построенном этим способом экваториальном профиле Земли (см. рис. 59, а) в качестве таких самых крупных структурных элементов выступают континентальные (Американский, Индонезийский и Африканский) и океанические (Тихоокеанский, Индийский и Атлантический) сегменты оболочки, которые плотным кольцом окружают ядро Земли (см. табл. 23). Каждый сегмент включает в себя геосферы земной оболочки и имеет зональное строение, определяемое симметричным расположением по отношению к центральным частям океанов и континентов глобальных тектонических зон, видимых на поверхности Земли (1—5 на рис. 59). Полный ряд глобальных зон (он пока достоверно установлен только в западном секторе рассматриваемого профиля) имеет достаточно строгую последовательность и может рассматриваться как свидетельство постепенного перехода типично континентальных разрезов земной оболочки в разрезы, характерные для срединно-океанических хребтов. Весь пояс этих глобальных структурных элементов в экваториальном разрезе Земли имеет периодическую структуру (см. рис. 59, б). Сдвоенные по центрам симметрии (континентальным плитам и срединно-океаническим хребтам) латеральные

ряды глобальных тектонических зон в оболочке Земли образуют собой огромные континентальные и океанические «ячей», т. е. континенты и океаны в глобальном геофизическом смысле.

В некоторых динамических моделях такая морфология главных структурных элементов мантии и земной коры — глобальных сегментов Земли, окружающих ее ядро, отождествляется с мощными конвективными течениями, способными транспортировать огромные литосферные плиты типа Африканской (см. рис. 58). Представление о конвективных течениях в мантии, в частности, считается одним из основных положений новой плитной тектоники. С его помощью иногда пытаются объяснить механизм движения литосферных плит. В подкоровых течениях в таких случаях видят наиболее вероятную движущую силу предполагаемого расширения дна океанов и сопутствующих ему явлений, к числу которых относят практически все известные в земной коре тектонические процессы: образование геосинклиналей, офиолитовых и вулканических поясов, шовных зон, шарьяжей и т. д. Однако эта «динамическая» сторона гипотезы тепловых конвективных течений встречает наиболее серьезные возражения (Белоусов, 1976; Люстих, 1965; Мясников и др., 1971; Хаин, 1973а; Шейнманн, 1976; и др.). Во многих работах на эту тему 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 земной оболочки. Косвенные доводы, которые приводятся в ее пользу (максимум теплового потока в рифтовых зонах океана и определенная по гравитационным аномалиям со спутников фигура 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, в них невозможны. Этому препятствует слоистая структура «ячей», обусловленная разделением их вертикального разреза на геосферы разной плотности и вязкости, разного минерального и, возможно, химического состава. Геосферы, как это видно на опорном геолого-геофизическом разрезе Земли, представленном на рис. 59, являются самыми низкими по рангу глобальными элементами: они входят как в состав всех сегментов планеты, так и в состав глобальных тектонических зон, расчленяющих эти сегменты на всю глубину земной оболочки.

Возможно, что какие-то латеральные глобальные зоны существуют также 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 область, где проводящее вещество непрерывно перемещается относительно оси вращения. Этот вывод вытекает 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 планеты областей с кинематической вязкостью, меньшей, чем у мантии. Такой областью может быть внешнее ядро — геосфера *E* (см. рис. 59), в которой, согласно численным оценкам, теоретически может осуществляться конвекция вещества. На основании особенностей геомагнитного поля и анализа суточного вращения Земли далее делается предположение, что это вещество ядра Земли находится в состоянии непрерывного перемещения. О характере и скорости таких перемещений, а также о структуре ядра в настоящее время теория геомагнитного поля ничего определенного не говорит. Но она накладывает, по заключению Б. М. Яновского (1978), одно жесткое 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. Э. Буллард (Bullard, 1948—1950) и С. И. Брагинский (1967), авторы наиболее разработанных гидромагнитных теорий динамо, принимают конвекцию, состоящую из шести — восьми вихрей. Хорошее описание этими теориями особенностей геомагнитного поля позволяет последнюю модель строения ядра считать наиболее правдоподобной и в согласии с моделью мантии, полученной на опорном разрезе, предполагать в земном ядре наличие шести глобальных зон, в которых принципиально возможно образование упомянутых выше вихревых структур.

В последние годы получены также факты, показывающие, что как космическое тело Земля испытывает механические напряжения, вызванные вращением ее неоднородной массы в гравитационном поле и движением энергии и вещества внутри планеты. Эти механические напряжения приводят к появлению разного рода дефектов — разрывов, надвигов, деформаций и т. п. Физические свойства горных пород в условиях больших давлений и температур не позволяют зияющим трещинам и поверхностям разрывов проникать на значительные глубины: разрывы и трещины с течением времени релаксируются, превращаясь в структурно-вещественные элементы — глубинные разломы типа метаморфических, вулканогенных и гипербазитовых (офиолитовых) поясов, структурных швов и др. Поэтому в структуре твердой поверхности Земли и в ее мантии названные элементы механического происхождения концентрируются главным образом в неотектонически активизированных зонах. На рассматриваемом разрезе они показаны особыми знаками, которые подчеркивают наличие в земной оболочке двух видов сочленения ее океанических и континентальных сегментов: 1) Тихоокеанского, для которого характерны типичные зоны Бенъофа, и 2) Атлантического, в которых неотектонически активизированные глобальные разломы, как правило, отсутствуют.

Рассмотренными в этой главе глобальными элементами Земли, по видимому, завершается полный ряд ее ранговых структур, наметившийся эмпирическим путем в ходе длительного и всестороннего изучения земных объектов. Но по каким критериям все эти элементы могут быть объединены в единую систему? Является ли действительно полным охарактеризованный на предыдущих страницах ряд разноранговых структурных элементов Земли?

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СИСТЕМЫ  
РАЗНОРАНГОВЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ЗЕМЛИ

Основные ранговые группы структурных элементов Земли, как уже отмечалось, не были кем-то однажды выделены на «новом месте», а имеют глубокие исторические корни (см. историю обособления минеральных единиц в гл. II, историю выделения формаций в гл. III и т. д.). Поэтому можно утверждать, что современная система ранговых элементов, представленная в табл. 24 и на рис. 62, формировалась постепенно, т. е. по мере эмпирического обособления тех или иных ранговых единиц, а также их групп. Пожалуй, только логическое оформление представленной здесь системы осуществлялось в относительно короткие сроки — практически сразу же после того, как теоретически четко наметилась последняя в ранговом ряду глобальная группа структур и были по гипотезе новой тектоники плит созданы первые конкретные схемы глобального строения земной поверхности.

Поначалу как ранговые группы, так и отдельные структурные элементы разного ранга, выделялись не строго, т. е. без указания критериев их разграничения. Так, в связи с развитием учения о геологических формациях в работах Н. С. Шатского (1964) достаточно определенно обособилась формационная группа элементов, которая в отличие от минеральной группы объектов понималась широко — как любые ассоциации горных пород, но не минералов. Почти одновременно с этим анализ проблем тектонической систематики более крупных элементов Земли привел Л. И. Красного (1977) и многих других ученых к выводу о возможности установления систематических признаков по трем «естественным группам» разноранговых тектонических структур: а) глобальной, б) региональной и в) локальной (см. табл. 24). Такой чисто эмпирический подход к решению проблемы ранговой соподчиненности геологических объектов, вероятно, был бы вполне приемлемым, если бы у разных авторов тектонических систематик всегда получались сходные результаты по разделению структурных элементов Земли на ранги.

На самом деле между исследователями нет согласия как в количестве выделяемых уровней (рангов), так и в том, что считать ранговым уровнем и по какому критерию проводить границы между ранговыми группами. Однако причины подобных разногласий в подавляющем большинстве опубликованных к настоящему времени работ по иерархии геологических объектов обычно не затрагиваются. На самый главный вопрос — как получена та или иная схема иерархии — обычно ответа не дается. Такие схемы уже только по указанной причине не представляют собой определенных систем. Напомним здесь, что система — это совокупность функционально (по каким-либо четко сформулированным критериям) связанных между собой элементов. Переход к построению ранговых систем в строгом смысле слова практически стал осуществляться с появлением в геотектонических исследованиях нового направления — сравнительной тектоники разноранговых структур.

## СРАВНИТЕЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА СТРУКТУР РАЗНОГО РАНГА

Первый опыт сравнительного тектонического анализа разноранговых структур в 1973—1976 гг. показал, что основными типами отношений между элементами в структурах всех известных ранговых групп являются, с одной стороны, *циклическость и направленность* (Ц и Н), а с другой — *дискретность и связанность* (Д и С). Было установлено, что упомянутые две пары противоположных структурных свойств в элементах разного ранга, как правило, оказываются различными, т. е. при переходе от одного ранга к другому они становятся, хотя бы в одном измерении, противоположными. Иными словами, элементы циклического, или ритмического, строения с увеличением ранга объектов переходят в структуры, характеризующиеся не циклическим, а направленным порядком расположения элементов. Дискретные, или исключительно четко обособленные в пространстве, структуры с переходом к следующему рангу становятся менее дискретными. Метрические свойства объектов при этом нередко изменяются независимо от их ранга.

Эти наблюдения позволили, во-первых, *считать свойства Ц, Н, Д, С главными структурными характеристиками всех разноранговых элементов Земли*; во-вторых, *высказать гипотезу периодической ранговой инверсии* указанных структурных свойств, согласно которой при переходе из одного ранга в другой циклически построенные элементы становятся нециклическими, а дискретные — менее дискретными или связанными; в-третьих, *предложить на основе этой гипотезы один из возможных способов построения единой ранговой системы — шкалы, представленной в табл. 24 и на рис. 62.*

Аналогичная идея периодического чередования циклических и нециклических структур, по сути дела, была использована также для построения иерархии геологических объектов В. Ю. Забродиным, В. А. Кулындышевым и В. А. Соловьевым (1977). В предложенной ими иерархической схеме все объекты, имеющие, по представлениям авторов, циклическое строение, выделены в качестве *геологических тел* определенного ранга, а составляющие их элементы — определены как *элементарные ячейки*. Последние играют роль «кирпичиков», из которых слагаются объекты разного ранга — от химических элементов до Солнечной системы. В формально-логическом отношении данная иерархия, по-видимому, является непротиворечивой. Однако в основе ее лежит чрезмерно широкая экстраполяция закономерностей, наблюдаемых при ранговых переходах от атома к минералам. Эти закономерности распространяются на все другие ранговые группы структурных элементов, в состав которых элементарные ячейки решетчатого строения, подобные ячейкам кристаллической решетки минералов, выделяются с большим трудом, а иной раз — просто отсутствуют (см. гл. III—V). Кроме того, сами элементарные ячейки кристаллических решеток, равно как и элементарные минеральные агрегаты, вероятно, не являются теми мельчайшими структурными элементами, или «кирпичиками», из которых слагаются соответственно тела минералов и горных пород (см. рис. 2 и 3). Такие «ячейки» представляют собой искусственно вычлняемые из объема кристалла или массива горной породы мельчайшие образцы соответствующих объектов.

Высказанная в ходе построения первой системы ранговых элементов Земли идея периодического доминирования вещественных и структурных характеристик в элементах разного ранга нашла отражение также в некоторых других схемах. Согласно Б. С. Левину (1977), например, для строгого построения статической геологии в виде определенной последовательности структурных уровней ее объектов необходимо четкое выделение двух параллельных рядов: *вещества и конкретных тел*. При этом члены «вещественного» ряда и «элементы» (кристалл, породное тело и т. д.)

Корреляция ранговых подразделений, обособляемых разными авторами

		Н.С. Шатский, 1964	К.В. Боголепов, 1970	В.И. Драгунов, 1971	Л.И. Красный, 1972—1977	В.Ю. Забродин, В.А. Кулындышев, В.А. Соловьев, 1977	Б.С. Левин, 1977	Ранговая шкала (1973—1978)		
								Уровни		Виды элементов
								Группа	Ранг	
Минералы				Атомы		Химические элементы	Атомы (молекулы)	Атомарный		Атомы
				Молекулы		ЭЯ				Молекулы
				Минералы		Минералы				Минералы
Горная порода		Горная порода	Горная порода	Локальная группа подразделений	ЭЯ	Горные породы	Минеральная		3	Породы
Генетические типы отложений	Ассоциации горных пород	Ассоциации горных пород (формаций)	Формации (парагенезы формаций)		ЭЯ	Пачки, ассоциации			4	Наборы пород
					Формации	Формации			5	Геоформации
Парагенезы формаций		Структурные ярусы (наборы формаций)	Парагенезы формаций	ЭЯ	Латеральные ряды формаций	6	Формационные комплексы			
			Сегменты осадочной оболочки	Региональная группа подразделений	Геокомплексы		Гео-структурная		7	Тектонические комплексы
					ЭЯ				8	Слой земной коры
					Оболочки планеты				Глобальная группа тектонических подразделений	Геоисферы
10	Геоисферы									
							Глобальная	11	Глобальные зоны Земли	
								12	Сегменты планеты	
			Планета		ЭЯ	Земля	Планетарный		Планета	

Примечание. ЭЯ — элементарная ячейка.

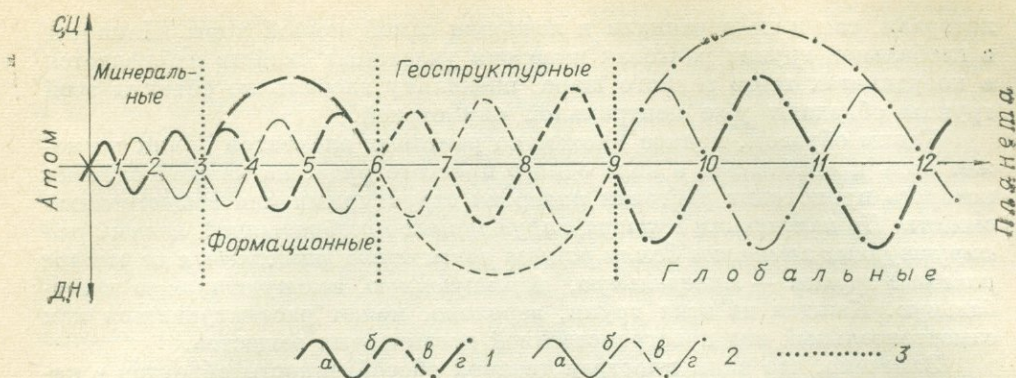


Рис. 60. График качественного изменения главных структурных свойств по элементам Земли разного ранга (1—12 — ранговые элементы Земли).

1 — первая пара противоположных свойств — связанность (С) и дискретность (Д); 2 — вторая пара свойств — цикличность (Ц) и направленность (Н); 3 — границы принципиального изменения векторов структурных преобразований или характера структурной обособляемости объектов. Кривыми показаны изменения свойств 1 и 2 по разным векторам: а — по автономным векторам; б — по стратиграфической вертикали и латерали, в — по поверхности земной коры и ее вертикали, z — в координатах земного шара.

в ряду ранговых преобразований должны чередоваться, поскольку вещество есть парагенез структурных элементов предыдущего уровня. По этой схеме (она также представлена в табл. 24) иерархия объектов покоится на двух китах — *веществе*, которое ведет свою «родословную» от атома, и *структуре*. Так ли это на самом деле и все ли элементы предшествующего ранга могут нести на себе функцию «вещества»?

Ответить на эти вопросы с помощью одних формально-логических рассуждений, очевидно, невозможно. Оптимальная схема ранговой последовательности, как и любая другая теоретическая конструкция, должна проверяться не только на логическую непротиворечивость, но и на соответствие полученных результатов наблюдениям, т. е. тому фактическому материалу, который имеется в конкретной области знания (см. гл. I). Упомянутые выше иерархии геологических объектов последнему методологическому требованию в некоторых случаях не удовлетворяют. Прежде всего они не являются достаточно полными. В них не нашли, например, себе места геоструктурные и глобальные элементы, рассмотренные в IV и V главах книги.

Проведенный здесь сравнительный анализ тектоники ранговых групп показывает, что первоначальные представления автора данной работы и авторов только что названных схем о простом периодическом характере распределения основных структурных и вещественных свойств по элементам Земли разного ранга являются первым и достаточно грубым отражением действительности.

Высказанные ранее идеи о периодическом распределении по элементам Земли разного ранга «структурных» и «вещественных» функций и о периодической ранговой инверсии главных структурных свойств — цикличности, направленности, связанности и дискретности — более или менее удовлетворительно «работают» только в диапазонах каждой отдельной *ранговой группы*, как это показано на рис. 60 и 62. На границах ранговых групп (минеральной, формационной, геоструктурной и глобальной) наблюдается существенная *перестройка векторов структурных преобразований*, т. е. изменяется сам характер обособляемости объектов, их собственная симметрия и положение в пространстве.

*Ранговая инверсия структурных свойств* отмечается сначала по осям симметрии совершенно автономных минеральных объектов (сплошные линии на графике качественного изменения главных структурных свойств, рис. 60). Затем — в земной коре как по стратиграфической вертикали и

латерали, так и по вертикали и латерали самой земной коры. Наконец, в глобальной группе ранговая инверсия указанных свойств наблюдается в координатах всего земного шара, поскольку глобальные объекты этой группы обладают уже центральной симметрией.

Таким образом, полное множество ранговых элементов Земли не может быть представлено в виде одного простого ряда, на каждой ступени которого происходит ранговая инверсия структурных или вещественных свойств. По изменениям вектора структурных преобразований полный ряд структурных элементов Земли разного ранга четко разделяется на четыре ранговые группы — минеральную, формационную, геоструктурную и глобальную. Каждая из этих групп, вероятно, может рассматриваться как самостоятельный вид пространственной организации вещества.

Замечено, что 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 (Шафрановский, Плотников, 1975). Именно эти силы обеспечивают структуру и форму данных объектов. В формационных структурах отчетливо видно преобладающее влияние гравитационных и тепловых (в случае магматических и метаморфических формаций) полей над внутренними, т. е. над силами атомно-молекулярными (Дмитриев, Потапова, 1971). Структуру на этом диапазоне рангов также определяет главным образом та последовательность, в которой структурообразующие процессы проявляются. Элементы формационной группы вследствие этого являются по своей сути стратиграфическими единицами. Их внутренняя структура описывается исключительно на базе стратиграфической шкалы (см. гл. III). 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 структурных элементов — тектонических комплексов, слоев земной коры и геоструктур (см. гл. IV). Наконец, глобальные элементы Земли 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  $PT$ -условий и других физических параметров в ее недрах (см. гл. V).

Таким образом, ранговые группы структурных элементов выступают как некие крупные и достаточно обособленные ступени структурных и вещественных преобразований, происходящих в гетерогенном материале Земли, на пути от атома к планете. Длинный путь этих ранговых преобразований начинается с атома, формирующегося почти исключительно за счет своих внутренних сил, а заканчивается планетой — объектом, структура которого также создана почти полностью за счет своих собственных внутренних процессов. В этом отношении атом и планета (начальный и последний элементы ранговой шкалы) однотипны. Но они принципиально различаются по своим пространственно-временным состояниям. Структура планеты в отличие от атома фиксируется в трехмерном пространстве и сохраняет свою относительную стабильность за счет собственного гравитационного поля.

При всех переходах от одного ранга к другому отмечаются весьма существенные качественные изменения в структуре объектов. В последовательном ряду ранговых элементов с каждой такой ступенью возникают качественно новые свойства, связанные с «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.

турных элементов предыдущего ранга (у молекул появляются свойства, не характерные для атомов, из которых они состоят, свойства горных пород не сводимы к простой сумме свойств породообразующих минералов и т. д.). Такие новые свойства, как известно, называются *эмергентными* (от латинского — «возникаю»). Оценивая с этой точки зрения наметившуюся эмпирическим путем ранговую последовательность элементов Земли, можно сказать, что *эмергентность, обнаруживаемая на рубежах ранговых групп, является максимальной*. Если это так, то важнейшие физические свойства минеральных, формационных, геоструктурных и глобальных элементов имеют различную природу. Соответственно генезис какой-либо ранговой группы, вероятно, полностью не сводим к условиям образования других групп ранговых элементов Земли.

Отметим здесь, что при переходах от элементарной решетки к целому минералу и от элементарного минерального агрегата к куску горной породы упомянутые выше качественно новые свойства не проявляются: минерал имеет практически ту же структурно-вещественную характеристику, что и его элементарная ячейка. Кусок горной породы данного вида и его минеральный агрегат также имеют практически одинаковый состав и структуру (см. рис. 2 и 3). Эти факты не позволяют отделять ни элементарные ячейки от минералов, ни минеральные агрегаты от горных пород в качестве самостоятельных ранговых подразделений.

В каждой группе ранговых элементов Земли происходит как минимум одна полная инверсия основных структурных свойств — цикличности, направленности, связанности и дискретности. Это особенно четко видно на примере наиболее хорошо изученных переходов от минеральных соединений (молекул) к минералам и минеральным парагенезам горных пород.

Сравнивая структуры отдельных молекул с кристаллическими структурами минералов, а последние — со структурами минеральных парагенезов горных пород, можно легко обнаружить, что структура у молекул нециклическая, а у кристаллов — циклическая. Элементы разного вида в структуре минерала (кристалла) по осям его симметрии периодически повторяются, чего не наблюдается в молекулах (см. рис. 1—3). Кроме того, минерал в горной породе четко обособляется как дискретный элемент ее структуры. Молекулы, напротив, в структуре минералов находятся в связанном состоянии, а как мельчайшие частицы вещества служат лишь для характеристики состава более крупных объектов. Аналогичную функцию, по-видимому, выполняют мельчайшие частички породных тел, называемые минеральными агрегатами, или минеральными парагенезами. Как и молекулы, они не имеют циклического строения по осям собственной симметрии и в более крупных соединениях также находятся в связанном, а не в дискретном виде. Однако в литературе структура горной породы нередко характеризуется как периодическая, или циклическая (Левинсон-Лессинг, 1933; Косыгин, 1974; и др.). Под периодичностью в последнем случае понимается частая встречаемость в конкретном массиве горной породы типичной для нее группы породообразующих минералов. В этом случае речь идет, конечно, не о структуре отдельного минерального агрегата, включающего в себя все характерные для данной породы минералы, а о структуре больших скоплений подобных частиц, образующих единую монолитную массу горной породы. Разница в понимании термина «структура» здесь примерно такая же, как между понятиями «структура конкретного химического соединения» и «структура одной молекулы этого же соединения». Для сравнительной тектоники элементов Земли разного ранга первостепенный интерес представляет не структура скоплений химических или минеральных масс, а структура составляющих их ранговых единиц. Ранговый переход минерал — горная порода осуществляется с появлением элементарного минерального парагенеза, по составу, структуре и размерам зерен которого выделяются все основные типы горных пород (см. гл. II). Структура же таких элементарных по-

родных единиц не циклическая, и они в отличие от минералов не образуют дискретных структурных единиц.

По элементам формационной, геоструктурной и глобальной ранговых групп аналогичная инверсия структурных свойств (циклическости, направленности, дискретности и связанности) также прослеживается достаточно определенно. Но она доказывается здесь не во всех случаях четко из-за отсутствия общепризнанной видовой систематики некоторых элементов и наличия в каждой ранговой группе вертикальных и латеральных векторов увеличения структурной гетерогенности материала, по которым указанные свойства распределяются неодинаково. Принципиальная схема этого распределения показана на рис. 60 и 62. Для одних ранговых интервалов она представляется вполне обоснованной, а для других — остается не совсем ясной и должна рассматриваться как гипотеза, требующая дальнейшей проверки.

Без особых оговорок, по-видимому, можно считать, что стратиграфические разрезы геотформаций (на графике им отвечает 5-й интервал) имеют в отличие от ближайших по рангу элементов циклическую структуру. Геотформации являются также относительно более четкими по сравнению с наборами горных пород и формационными комплексами зональными образованиями, что хорошо видно при сравнении рис. 5—7. Геотформации, следовательно, могут быть определены как элементы, дискретные по стратиграфической латерали и циклические по своей внутренней стратиграфической структуре. В стратиграфическом разрезе формационные единицы любого ранга могут быть, очевидно, связаны между собою постепенными переходами, что также отражено на рис. 60 и 62.

В геоструктурной группе ранговых элементов инверсия структурных свойств Ц, Н, Д, С наблюдается как по вертикальному разрезу земной коры, так и по ее латерали, но проявляется она в этих различных направлениях по-разному. Все элементы этой группы по их вертикальным разрезам имеют, вероятно, нециклическое строение, т. е. являются направленными, или эволюционными, структурами. Тектонические комплексы, например, состоят из неповторимых по своему составу и строению структурных этажей — формационных комплексов разного возраста (см. рис. 8, 20, 21, 24, 36, 42). Слои земной коры формируются из латеральных рядов этих комплексов и поэтому имеют аналогичное им строение своих вертикальных разрезов (см. рис. 30, 33, 37). Наконец, разрезы геоструктурных областей земной коры тоже характеризуются нециклическим послойным составом (см. рис. 40).

Латеральная структура у элементов данной группы различна. Слои земной коры (им отвечает 8-й интервал на графике) по латерали имеют циклическую структуру, обусловленную периодическим повторением в земной коре однотипных ее тектонических комплексов, представленных на рис. 35. Для тектонических комплексов и геоструктур земной коры такое латеральное циклическое строение не характерно. В глобальных структурах Земли свойства циклическости, направленности, дискретности и связанности изменяются по векторам, которые лишь частично (по земной вертикали) совмещаются с таковыми в предшествующих ранговых группах элементов земной коры. По всем имеющимся в настоящее время данным здесь также при переходе из одного ранга структур в другой намечается инверсия указанных свойств, но распределяются они уже с каждым таким переходом строго по разным векторам — по земной вертикали и латерали, т. е. по радиусам Земли и ее сферам (табл. 25). О характере этих переходов можно судить пока лишь в самом общем виде по гипотетическому геолого-геофизическому разрезу, представленному на рис. 59, и другим сведениям о строении земной коры и Земли, приведенным в IV и V главах.

Геосферы Земли, прежде всего ее кора, имеют, по всей видимости, циклическое строение, поскольку однотипные структуры (их терминология

Распределение свойств цикличности (Ц), направленности (Н), дискретности (Д) и связанности (С) по вертикальным и латеральным рядам структурных элементов Земли

Ранговая шкала 1973—1978 гг.*			Распределение свойств Ц, Н, Д, С	
Группа	Ранг	Виды объектов	По вертикали	По латерали
Геоструктурная	7	Тектонические комплексы	С, Н	—
	8	Слои земной коры	—	Ц, Д
	9	Геоструктуры	Н	—
Глобальная	10	<i>Геосферы</i>	Д	Ц
	11	<i>Глобальные зоны Земли</i>	Ц	—
	12	<i>Сегменты планеты</i>	Д	С, Ц

\* Полную ранговую шкалу структурных элементов Земли см. в табл. 24 и на рис. 62.

и классификация даны в табл. 16—18) по окружности Земли неоднократно повторяются. По геофизическим характеристикам вертикальных разрезов геосферы являются заведомо более дискретными образованиями, чем следующие за ними по рангу (11-й интервал на графике) глобальные тектонические зоны Земли разного вида — складчатые пояса, континентальные плиты и др. (см. табл. 22). Каждая такая зона земной коры и мантии по вертикали имеет, вероятно, циклическое строение, если иметь в виду, что геосферы разделяются на два чередующихся по разрезу Земли вида (см. табл. 20 и 21). Из этих же таблиц видно, что самые последние в ранговом ряду элементы — сегменты Земли — в ее вертикальном разрезе выражены как наиболее дискретные структуры, подошва которых соответствует границе ядро — мантия, т. е. разделу Гутенберга. Только что отмеченные детали распределения структурных свойств Ц, Н, Д, С по основным векторам Земля сведены в табл. 25. Но они не конкретизированы на графике качественного изменения главных структурных свойств по элементам Земли разного ранга (рис. 60). Это сделано для того, чтобы оттенить главное явление — наличие на каждой ступени ранговых переходов инверсии общих для всех элементов Земли (а значит, и самых главных) структурных свойств: цикличности, направленности, связанности и дискретности.

В каждой ранговой группе элементов Земли не только происходит инверсия названных свойств, но и *периодически изменяются основные функции обособляемых единиц*. Вряд ли можно сомневаться в том, например, что молекулы, выделенные как мельчайшие частицы вещества, используются главным образом для характеристики состава любого материала Земли. У минералов функция принципиально другая: с их помощью характеризуется гетерогенная структура горных пород, представляющих собой определенные смеси химических соединений. Горные породы, или минеральные парагенезы (3-й интервал в табл. 24 и на рис. 60 и 62), снова используются преимущественно для характеристики состава любых других, в структурном отношении более гетерогенных, объектов вплоть до глобальных структур Земли, о чем уже говорилось в гл. II. Подобного рода функциональные различия между элементами разных рангов находят некоторое отражение в принципах построения систематики конкретных объектов. В классификациях таких «вещественных» единиц, как хи-

мические соединения и горные породы, стереометрическая структура самих объектов, как правило, не является главным основанием для определения их типов или видов. В этом можно убедиться, сравнивая существующие схемы классификации химических соединений и горных пород, например, с видовой систематикой минералов (см. табл. 1—3). Кристаллическая структура последних, форма их тел и виды симметрии, как известно, являются решающими критериями в определении видовой принадлежности конкретных объектов, тогда как при определении видов химических соединений и пород аналогичные критерии существенной роли не играют.

Менее четко различаются по функциям элементы формационной, геоструктурной и глобальной групп. Это, возможно, объясняется тем, что еще не для всех этих элементов созданы единые систематики (см. гл. III—V). Однако обзор существующих классификаций и современного состояния данного вопроса в указанных ранговых группах свидетельствует о том, что какое-то распределение различных функций по объектам разного ранга здесь также существует. Так, в формационной группе структурные признаки (строение разреза и форма тел) определенную роль играют в классификациях геотформаций, но практически не учитываются при выделении других формационных единиц — видов породных наборов и формационных комплексов.

Форма и внутренняя структура этих тектонических единиц обычно описывается по их относительному положению в разрезе, т. е. путем обособления антиклинальных и синклиналиных складок независимо от классификационной принадлежности формационных подразделений (см. рис. 7, 9, 11, 20, 21).

В геоструктурной группе объектов функцию главной «вещественной единицы» несут на себе, вероятно, слои земной коры (см. табл. 15), тогда как тектонические комплексы и геоструктуры служат в основном для показа структурной гетерогенности материала земной коры. Соответственно структурные критерии — форма тел и характер их внутренней дифференцированности — являются одним из главных критериев в классификациях именно последних объектов (см. табл. 18 и рис. 35).

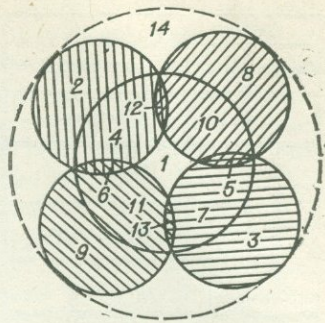
Функции глобальных структурных единиц Земли в рассматриваемом плане остаются менее всего определенными, поскольку об этих объектах мы мало что еще знаем. Можно только предполагать, что по своей роли в структурно-вещественной характеристике планеты, геосферы и сегменты Земли, вероятно, тоже должны относиться к числу «структурных единиц» (в табл. 24 такие единицы выделены жирным шрифтом).

Итак, *по элементам Земли разного ранга четко прослеживается периодическая инверсия общих структурных свойств Ц, Н, Д, С, периодически изменяется структурно-вещественная функция элементов, а также вектор уменьшения (или увеличения) их структурной гетерогенности.* По этим признакам достаточно четко различаются между собою не только разноранговые элементы, но и целые их группы, что позволяет поставить вопрос о возможности построения по результатам сравнительного тектонического анализа единой системы — шкалы разноранговых структур Земли.

#### ЕДИНАЯ РАНГОВАЯ ШКАЛА СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ЗЕМЛИ

Из методологических работ, обзор которых дан в гл. I, известно, что приведение некоторого множества объектов или явлений в единую систему возможно при соблюдении по крайней мере двух условий: 1) *наличие самих общих понятий, характеризующих свойства всех рассматриваемых объектов;* 2) *наличие идей, законов или правил, которые формулируются*

Рис. 61. Формально-логическая схема, по которой определяется предельное, теоретически возможное число ранговых единиц в структуре Земли. Пояснения см. в тексте.



обычно в виде гипотез, отражающих определенные функциональные связи между элементами.

Такую объединяющую роль в построении интересующей нас системы, очевидно, могут взять на себя те же общие понятия, с помощью которых выше проведен сравнительный тектонический анализ разноранговых структур: «цикличность», «направленность», «дискретность» и «связанность». По двум указанным парам противоположных свойств можно попытаться объединить все известные структурные элементы разного ранга в единую систему, используя для этого две проверенные на большом фактическом материале гипотезы: гипотезу инверсии главных структурных свойств при переходе из одного ранга в другой; гипотезу периодического изменения главных векторов структурных преобразований при переходе от одной ранговой группы структурных элементов Земли к другой. Такими векторами здесь служат те главные направления, по которым в объеме всей Земли или в объеме отдельных ее элементов происходит увеличение общей структурной гетерогенности материала, изменяется степень его расчлененности на элементы разного ранга.

В ходе построения теоретических систем для каких-либо конкретных природных объектов прежде всего возникает вопрос о возможном количестве элементов в данной системе. Этот вопрос интересен в том отношении, что позволяет сравнить теоретически полученные результаты с известными эмпирическими данными. Сколько же ранговых ступеней теоретически выделяется в гетерогенном материале Земли? На этот вопрос можно получить вполне определенный ответ способом построения формально-логической схемы в соответствии с заданными условиями (рис. 61). Внешний круг на этом рисунке отражает факт вхождения структурных элементов любого ранга в состав планеты. Четыре заштрихованных круга малого диаметра символизируют две пары противоположных структурных свойств, обозначаемых в сравнительной тектонике разных рангов такими общими понятиями, как цикличность, направленность, дискретность и связанность. Внутренний круг обозначает наличие в материале Земли стратифицированных, т. е. слоистых элементов. Области пересечения четырех малых кругов отражают факт совмещения в объектах некоторых рангов противоположных свойств, распределенных в таких объектах по различным векторам — по вертикальному разрезу и латерали. Наконец, область в центре символизирует мельчайшую структурную единицу вещества — атом, с которого начинается ранговая шкала. Цифры 1—14 на этой схеме представляют общее теоретически возможное число ранговых ступеней. Их не следует строго коррелировать с последовательностью структурных элементов Земли разного ранга, обозначенной такими же цифрами на рис. 62 и в табл. 24. Формально-логическая схема рис. 61, составленная в строгом соответствии с данными по тектонике конкретных структур, совершенно определенно говорит о том, что оптимальное общее число ранговых подразделений, выделяемых в объеме гетерогенного материала Земли, должно быть равно 14.

Ранговую шкалу структурных элементов Земли, по-видимому, целесообразно представлять в традиционной форме, напоминающей другие шкалы (рис. 62). 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

Уровни		Виды элементов	Структурные свойства			
Группы	Ранги		Ц	Н	Д	С
А		Атомы				
Минеральная	I	Молекулы				
	II	Минералы				
	III	Породы				
Формационная	IV	Наборы пород				
	V	Геотформации				
	VI	Формационные комплексы				
Геоструктурная	VII	Тектонические комплексы				
	VIII	Слои земной коры				
	IX	Геоструктуры				
Глобальная	X	Геосферы				
	XI	Глобальные зоны				
	XII	Сегменты планеты				
П		Планеты				





			
			

Рис. 62. Ранговая шкала структурных элементов Земли.

Ц, Н, Д, С — главные структурные свойства разноранговых элементов: Ц — цикличность, Н — направленность, Д — дискретность, С — связность. 1—4 — распределение указанных свойств по элементам разного ранга и их группам: минеральной (1), формационной (2), геоструктурной (3) и глобальной (4); а и б — изменения одних и тех же структурных свойств по разным векторам: по стратиграфической вертикали и латерали (2), по земной вертикали и латерали (3), также в координатах земного шара (4). 5 — атомарный, 6 — планетарный уровни структурной организации, объекты которых свойствами Ц, Н, Д, С не обладают. 7 — границы резкого (ортогонального) изменения векторов структурных преобразований.

представляет собой, по сути дела, общую шкалу структурной гетерогенности материала Земли. Две функции этой шкалы представляются в настоящее время наиболее важными.

Во-первых, с ее помощью можно оценивать относительную структурную гетерогенность любого конкретного объема Земли (ее структурных элементов) и всего ее материала в целом. Подобная оценка часто используется в сравнительной тектонике структурных элементов Земли. Так, в гл. V отмечалось, что общая структурная гетерогенность земной коры по сравнению с другими геосферами является максимальной и достигает по шкале на рис. 62 9-го интервала (уровня геоструктур), тогда

как гетерогенность внешнего ядра не превышает 1-го интервала той же шкалы.

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 на формационном уровне ее рассмотрения.

Геологам хорошо известно, что в конкретных объектах все подразделения единой стратиграфической шкалы (от современных отложений до архея) никогда не присутствуют. На геологических картах и разрезах в таких случаях показываются стратиграфические перерывы. Единая стратиграфическая шкала, таким образом, относится ко всем геологическим объектам одновременно, но полностью не реализуется ни в одном из них. Она находит физическое воплощение только в объеме полного множества стратиграфических объектов Земли.

С такой же ситуацией появления «локальных шкал» приходится сталкиваться при практическом приложении единой ранговой шкалы к конкретным тектоническим структурам Земли. В частности, С. А. Захаров и В. К. Кучай (1978) отмечают, что каждая более глубокая геосфера Земли, по-видимому, не обладает теми структурными элементами, которые ха-

рактены для земной коры. Означает ли это, что представленная на рис. 62 и в табл. 24 полная система разноранговых структурных элементов относится только к земной коре? Только к земной коре единая ранговая шкала полностью тоже не относится, так как глобальные элементы Земли, строго говоря, не являются составными частями земной коры. В связи с этим здесь следует особо подчеркнуть, что единая ранговая шкала в упомянутом выше смысле полностью относится только ко всей Земле в целом — к полному множеству ее структурных элементов. В разных областях земного пространства, в конкретных ее структурных элементах те или иные подразделения единой ранговой шкалы могут отсутствовать. Такое явление разрыва в непрерывной последовательности ранговых подразделений, возможно, следует выделить под названием *ранговая дискордантность*.

На наличие ранговой дискордантности в структурах геологических объектов впервые было обращено внимание, по-видимому, при изучении внутреннего строения руд и горных пород, т. е. в ходе петрологических (петротектонических) исследований. 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 такими телами, характеризующимися различной структурной гетерогенностью, а также их совместное вхождение в качестве элементов в состав породных парагенезов заставляют относить прослой подобных аморфных тел к тому же рангу, что и горная порода. Но поскольку они сложены не отдельными минералами, а «аморфным наполнителем», их называют «перескакивающими» сразу с молекулярного уровня структурной гетерогенности на породный — *диспергитами*. К последним в рудной петрографии относятся породные тела, непосредственно сложенные элементами более низкого ранга структурной организации вещества (Поспелов, 1972). *Ранговая дискордантность, таким образом, проявляется как резкая несогласованность внутреннего строения данного элемента со структурной гетерогенностью соседних.*

По мере развития наших знаний о структуре гетерогенного материала Земли геотектоника, как обобщающая наука о строении и развитии земной коры и Земли в целом, вынуждена была включать в орбиту своих исследований все больше и больше объектов, выделяемых эмпирическим путем и детально исследуемых в самых разнообразных отраслях геологии и геофизики (перечень этих объектов дан в табл. 24 и на рис. 62). Современная геотектоника для решения своих задач, как это было показано на предыдущих страницах, привлекает разнообразные данные практически всех основных разделов геологии. В геотектоническом анализе используются достижения геофизики, петрологии, геохимии и многих других наук, специализированных не только по объектам, но и по методам исследований. Вне системного подхода, без упорядочения разрозненных данных и без четкого разделения задач проводимых исследований по конкретным объектам ориентироваться в современной геотектонике стало практически невозможно. Ранговая шкала структурных элементов Земли в этом плане может нести на себе немаловажную объединяющую функцию — с ее помощью под геотектонические исследования подводится некоторая *общая структурная основа*.

- Абдулин А. А., Есенов Ш. Е., Зайцев Ю. А., Шлыгин Е. Д., Шлыгин А. Е. Об основных тектонических понятиях и терминах в связи с составлением тектонических карт областей палеозойской складчатости Казахстана.— «Изв. АН КазССР. Серия геол.», 1973, № 6, с. 1—14.
- Ажгирей Г. Д., Иванкин П. Ф. Главные вопросы изучения геологии Иртышской зоны смятия.— «Бюл. МОИП. Нов. серия, отд. геол.», 1952, т. 27, вып. 3, с. 27—47.
- Айвазян С. М. Формирование Земли. Роль периодического закона Менделеева в формировании Земли и синхронизация элементов. Ереван, «Айастан», 1976. 359 с.
- Акчурин И. А., Веденев М. Ф., Сачков Ю. В. Познавательная роль математического моделирования. М., «Знание», 1968. 46 с.
- Алексеев А. С., Лаврентьев М. М., Мухометов Р. Г., Нерсесов И. Л., Романов В. Г. Численный метод определения структуры верхней мантии Земли.— В кн.: Математические проблемы геофизики. Вып. 2. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 143—165.
- Алексин А. Г., Шарданов А. Н., Юдин Г. Т., Дьяконов А. И. и др. Геологические формации Западного Предкавказья. М., «Наука», 1973. 154 с.
- Алиев М. М., Шихалибейли Э. Ш., Саид А., Ахмедов О. М., Вотах О. А., Гасанов А. Г., Морозов А. П. Основные типы тектонических структур и нефтегазоносные комплексы Северного Алжира.— «Изв. АН АзССР. Серия наук о Земле», 1970, № 6, с. 3—17.
- Анатольева А. П. Домезозойские красноцветные формации. Новосибирск, «Наука», 1972. 348 с.
- Арбагов А. А., Бурштар М. С., Кирихин Л. Г., Чернобров Б. С., Швемберг Ю. Н. О тектоническом районировании молодых плит (на примере Скифской и Туранской).— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1973, № 4, с. 84—95.
- Арган Э. Тектоника Азии. Пер. с франц. ОНТИ, 1935.
- Арсеньев А. С., Библер В. С., Кедров Б. М. Анализ развивающегося понятия. М., «Наука», 1967. 439 с.
- Артемьев М. Е. Изостазия территории СССР. М., «Наука», 1975. 214 с.
- Артюшков Е. В. Дифференциация по плотности вещества Земли и связанные с ней явления.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1970, № 5, с. 18—31.
- Архангельский А. Д. Об осадках Черного моря и их значении в познании осадочных пород.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1927, т. V, вып. 3—4, с. 199—289.
- Архангельский А. Д. Геологическое строение СССР. Европейская и среднеазиатская части. Л.—М., Геолразведиздат, 1932. 423 с.
- Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. М., Гостехиздат, 1941. 375 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. О противопоставлении флиша нефлишевым отложениям.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1971, т. 46, вып. 5, с. 5—17.
- Архипов И. В. Флиш как формация.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1973, т. 48, вып. 4, с. 66—72.
- Архипов И. В. О месте и времени формирования флиша Альпийской складчатой области.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1974, т. 49, вып. 1, с. 125—134.
- Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Часть 1. Обломочные и глинистые породы. Ред. А. В. Хабаков. М., Гостехиздат, 1962. 577 с.
- Баженов Л. Б. Строение и функции естественнонаучной теории.— В кн.: Синтез современного научного знания. М., «Наука», 1973, с. 390—420.
- Баженов Л. Б. Строение и функции естественнонаучной теории. М., «Наука», 1978. 300 с.
- Байкальский рифт. Под ред. Н. А. Флоренсова. М., «Наука», 1968. 175 с.

- Бакиров А. А.** Современные представления о геологическом строении кристаллического фундамента Русской платформы (по данным опорного бурения).— «Труды Акад. нефт. промышленности», 1954, с. 5—71.
- Барт Т.** Теоретическая петрология. Пер. с англ. М., ИЛ, 1956. 414 с.
- Бархатов Б. П.** Очерк тектоники альпийского складчатого пояса юга СССР. Л., Изд-во ЛГУ, 1971. 117 с.
- Баскина В. А., Круть И. В.** Геологические формации.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1968, № 12, с. 140—147.
- Басков Е. А., Васильев В. И., Драгунов В. И., Мурина Г. А., Москалева С. В., Наливкина Э. Б., Олейников А. Н., Рудник В. А., Смыслов А. А., Сытин Ю. И., Черепанов В. А.** Изучение уровней организации вещества.— В кн.: Проблемы развития современной геологии. Л., 1971, с. 116—193.
- Батюшкова И. В.** Внутреннее строение Земли. Эволюция представлений. М., «Наука», 1966. 195 с.
- Батюшкова И. В.** История проблемы происхождения материков и океанов. М., «Наука», 1975. 137 с.
- Бгатов В. И., Будников В. И., Казаринов В. П., Фотиади Э. Э.** Структурные соотношения палеозойского чехла и фундамента западной части Сибирской платформы.— «Сов. геология», 1969, № 12, с. 10—21.
- Бедерке Э. К.** вопросу о геологии и геофизике глубин.— В кн.: Вопросы современной зарубежной тектоники. М., ИЛ, 1960 (1957), с. 110—128.
- Белов Н. В.** Кристаллохимия силикатов с крупными катионами. М., Изд-во АН СССР, 1961. 178 с.
- Белоусов А. Ф.** Неоднородность распределения составов в ассоциациях изверженных пород.— «Геол. и геофиз.», 1971, № 12, с. 9—18.
- Белоусов В. В.** Основные вопросы геотектоники. Изд. 2-е. М., Гостеолтехиздат, 1962. 608 с.
- Белоусов В. В.** Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966. 123 с.
- Белоусов В. В.** Земная кора и верхняя мантия океанов. М., «Наука», 1968. 255 с.
- Белоусов В. В.** Основы геотектоники. М., «Наука», 1976. 264 с.
- Бельий В. Ф.** Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М., «Наука», 1978. 212 с.
- Беляевский Н. А.** Земная кора в пределах территории СССР. М., «Недра», 1974. 280 с.
- Беммелен Р. ван.** Горообразование. М., ИЛ, 1956. 104 с.
- Беньоф Г.** Сейсмические данные о строении коры и тектонической деятельности.— В кн.: Земная кора. Под ред. А. Полдерваарта. М., ИЛ, 1957, с. 76—88.
- Бернал Дж. Д.** Стратегия исследования.— В кн.: Наука о науке. М., «Прогресс», 1966, с. 385—399.
- Берталанфи Л. фон.** История и статус общей теории систем.— В кн.: Системные исследования. М., «Наука», 1973, с. 20—37.
- Беус А. А.** Геохимия литосферы. М., «Недра», 1972. 295 с.
- Блауберг И. В., Юдин Э. Г.** Становление и сущность системного подхода. М., «Наука», 1973. 268 с.
- Богданов А. А.** Некоторые замечания о краевых прогибах.— «Вестник МГУ. Геология», 1955, № 8, с. 117—123.
- Богданов А. А.** О термине «структурный этаж».— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1963, т. XXXVIII, № 1, с. 3—16.
- Богданов А. А.** О создании международных геологических карт Южной Америки.— «Геотектоника», 1970, № 1, с. 3—15.
- Богданов А. А.** Тектоника платформ и складчатых областей. М., «Наука», 1976. 339 с.
- Богданов А. А., Зоненшайн Л. П., Муратов М. В., Наливкин В. Д., Пуцаровский Ю. М., Хаин В. Е., Цейслер В. М., Штрейф Н. А.** Тектоническая номенклатура и классификация основных структурных элементов земной коры материков.— «Геотектоника», 1972, № 5, с. 3—21.
- Богданов А. А., Муратов В. М., Хаин В. Е.** Об основных структурных элементах земной коры.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1963, т. XXXVIII, № 3, с. 3—32.
- Боголепов К. В.** О двух типах орогенеза.— «Геол. и геофиз.», 1968, № 8, с. 15—26.
- Боголепов К. В.** Области повторного горообразования (дейтероорогенеза) и принципы их тектонического районирования.— «Геол. и геофиз.», 1969, № 12, с. 78—88.
- Боголепов К. В.** Некоторые вопросы учения о геологических формациях.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 1, с. 39—49.
- Боголепов К. В.** Типы современных геосинклиналей.— «Геол. и геофиз.», 1974, № 5, с. 57—69.
- Боголепов К. В.** О понятиях «рифтовая структура» и «рифтогенез».— В кн.: Основные проблемы рифтогенеза. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 6—11.
- Боголепов К. В., Чиков Б. М.** Геология дна океанов. М., «Наука», 1976. 246 с.
- Боддырев А. К.** Курс описательной минералогии. Вып. 3. Л.—М., глав. ред. геол.-развед. и геодез. лит., 1935. 187 с.
- Бонатти Э., Гоннорец Х., Феррада Г.** Перидотит-габбро-базальтовый комплекс экваториальной части Срединно-Атлантического хребта.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., «Мир», 1973 (1971), с. 9—29.

- Борукаев Ч. Б., Башарин А. К., Берзин Н. А. Докембрий континентов. Основные черты тектоники. Новосибирск, «Наука», 1977. 260 с.
- Борукаев Ч. Б., Косыгин Ю. А., Парфенов Л. М. Принципы тектонического районирования докембрия. Ст. I. Тектоническое расчленение докембрийских толщ.— «Геол. и геофиз.», 1969, № 1, с. 3—15.
- Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород. М., Изд-во АН СССР, 1962. 542 с. (Труды ГИН АН СССР, вып. 59).
- Ботт М. Внутреннее строение Земли. М., «Мир», 1974. 373 с.
- Бочкарев В. С. Тектонические условия замыкания геосинклиналей и ранние этапы развития молодых платформ. М., «Недра», 1973. 126 с.
- Брагинский С. И. Об основах теории гидромагнитного динамо Земли.— «Геомagnetизм и аэрономия», 1967, т. 7, № 3, с. 401—410.
- Брегг У., Кларингбулл Г. Кристаллическая структура минералов. М., «Мир», 1967. 389 с.
- Булина Л. В., Булин Н. К. Строение континентальной земной коры на территории СССР (по геофизическим данным). Л., «Недра», 1970.
- Буллен К. Э. Глубокие недра Земли.— В кн.: Планета Земля. М., ИЛ, 1961, с. 33—50.
- Бунге М. Интуиция и науки. М., «Прогресс», 1967. 116 с.
- Бунге М. Философия физики. М., «Прогресс», 1975. 345 с.
- Бурлин Ю. К. О связи нефтегазоносности с тектоникой и формациями на северо-западе Тихоокеанского тектонического пояса.— «Геотектоника», 1976, № 5, с. 101—107.
- Бутовская Е. М., Атабаев Х. А. и др. Глубинное строение земной коры некоторых районов Средней Азии по данным сейсмологической съемки.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия Средней Азии. М., «Наука», 1977, с. 37—54.
- Валеев Р. Н. Авлакогены Русской платформы.— В кн.: Новые данные о геологии и нефтеносности Волго-Камского края. Казань, 1970, с. 50—89. (Труды Геол. ин-та, вып. 30).
- Вассоевич Н. Б. Флиш и методика его изучения. М.—Л., 1948а. 216 с.
- Вассоевич Н. Б. Эволюция представлений о геологических фациях.— В кн.: Литологический сборник ВНИГРИ. № 1. Л., Гостоптехиздат, 1948б, с. 13—44.
- Вассоевич Н. Б. Слоистость и фации.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1949, № 2, с. 129—132.
- Вассоевич Н. Б. Условия образования флиша. М.—Л., 1951. 240 с.
- Вассоевич Н. Б. История представлений о геологических формациях (геогенерациях).— В кн.: Осадочные и вулканогенные формации. Л., «Недра», 1966, с. 5—35.
- Вассоевич Н. Б. Предисловие.— В кн.: И. А. Вылчан. Осадочные формации Горного Алтая. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1974. 186 с.
- Вахтомин Н. К. Генезис научного знания. М., «Наука», 1973. 283 с.
- Ваццilloв Ю. Я. Блоково-слоистая структура земной коры и верхней мантии и представления об астеносфере.— В кн.: Изостазия. М., «Наука», 1973, с. 31—44.
- Вегнер А. Возникновение материков и океанов. М.—Л., Госиздат, 1926. 146 с.
- Вернадский В. И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружение. М., «Наука», 1965. 374 с.
- Виноградов А. П. Происхождение оболочек Земли.— «Вестник АН СССР», 1962, № 9, с. 16—29.
- Власов Г. М. Островные дуги и новая глобальная тектоника.— «Геотектоника», 1976, № 1, с. 5—16.
- Войткевич Г. В., Мирошников А. Е., Поваренных А. С., Прохоров В. Г. Краткий справочник по геохимии. М., «Недра», 1970. 278 с.
- Волколаков Ф. К. О границах Балтийской синеклизы.— В кн.: Региональная тектоника Белоруссии и Прибалтики. Минск, «Наука и техника», 1977, с. 24—34.
- Волохов И. М., Иванов В. М., Арнаутон Н. В., Зеркалова М. И., Киреев А. Д. Мажалыкский габбро-пироксен-перидотитовый плутон (Восточный Танну-Ола, Тува).— В кн.: Проблемы петрологии ультраосновных пород. М., «Наука», 1972, с. 130—145.
- Вольвовский И. С. Сейсмические исследования земной коры в СССР. М., «Недра», 1973. 207 с.
- Вольвовский И. С., Вольвовский Б. С. Разрезы земной коры территории СССР по данным глубинного сейсмического зондирования. М., «Советское радио», 1975. 264 с.
- Вопросы тектоники докембрия континентов. М., «Наука», 1970. 287 с.
- 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.), ВСЕГЕИ. Л., 1968, с. 38—41.
- Воронин Ю. А., Еганов Э. А. Фации и формации. Парагенезис (уточнение и развитие основных понятий геологии). Новосибирск, «Наука», 1972. 120 с.
- Воровов П. С. Очерки о закономерностях морфометрии глобального рельефа Земли. Л. «Наука», 1968. 123 с.
- Вотах О. А. Структурные элементы Земли (в зонах сочленения платформ и складчатых областей). Новосибирск, «Наука», 1976. 192 с.
- Вотах О. А., Соловьев В. А. Система понятий статической тектоники осадочной оболочки континентов.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 4, с. 127—139.

- Вылцан И. А. Осадочные формации Горного Алтая. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1974. 187 с.
- Высоцкий Б. П. Проблемы истории и методологии геологических наук. М., «Недра», 1977. 279 с.
- Гавриш В. К. Глубинные разломы, геотектоническое развитие и нефтегазоносность рифтогенов. Киев, «Наукова думка», 1974.
- Гайнанов А. Г. Строение земной коры и верхней мантии океанов. — В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. М., «Наука», 1968, с. 48—51.
- Галдин Н. Е. Физические свойства метаморфических пород при высоких давлениях. — В кн.: Природа сейсмических границ в земной коре. М., «Наука», 1971, с. 78—101.
- Галкин И. Н., Николаев А. В. Опыт исследования мутности земной коры и верхней мантии по амплитудам преломленных волн. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1968, № 7, с. 36—47.
- Гарецкий Р. Г. Тектоника молодых платформ Евразии. М., «Наука», 1972. 300 с. (Труды ГИН АН СССР, вып. 226).
- Гарецкий Р. Г., Лютцнер Г., Пейх Г. Ю., Тешке Г. Ю., Шваб Г., Шлезингер А. Е., Шредер Э., Яншин А. Л. Соотношение геосинклинальных и платформенных структур в варисцидах Евразии. — В кн.: Орогенный этап развития варисцид Средней Европы и СССР. М., «Наука», 1977, с. 132—141.
- Гейзенберг В. Роль феноменологических территорий в системе теоретической физики. «Успехи физических наук», 1967, т. 91, вып. 4, с. 731.
- Геологический словарь. В 2-х томах. М., «Недра», 1973.
- Геологическое строение Западно-Сибирской плиты. Л., «Недра», 1971. 208 с.
- Геология Большого Кавказа. (Новые данные по стратиграфии, магматизму и тектонике на древних и альпийских этапах развития складчатой области Большого Кавказа). М., «Недра», 1976. 263 с. Авт.: Г. Д. Ажгирей, Г. И. Баранов, С. М. Кропачев, Д. И. Панов, С. М. Седенко.
- Герт Г. Геология Анд. М., ИЛ, 1959. 291 с.
- Гиллули Д. Геологические различия между континентами и океаническими впадинами. — В кн.: Земная кора. Под ред. А. Поддерваарта. Пер. с англ. М., ИЛ, 1957, с. 19—31.
- Годин Ю. Н. Глубинное геологическое строение Туркмении и его изучение по геофизическим данным. М., «Недра», 1969. 252 с.
- Годовиков А. А. Минералогия. М., «Недра», 1975. 519 с.
- Головкинский Н. А. О пермской формации в центральной части Камско-Волжского бассейна. — В кн.: Материалы для геол. России, т. 1. Спб. 1869, с. 248—418.
- Гордеев Р. А., Забродин В. Ю., Кульдандышев В. А., Соловьев В. А. Естественная иерархия природных систем. — В кн.: Методология геологических исследований. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1976, с. 6—9.
- Городницкая Б. А., Деменицкая Р. М. Модель земной коры. — «Геофизические методы разведки в Арктике», Л., 1968, вып. 5, с. 47—63.
- Горский Д. П. Определение. М., «Мысль», 1974.
- Грачев А. Ф. Рифтовые зоны Земли. Л., «Недра», 1977. 246 с.
- Григорьев Д. П. Основы конституции минералов. Изд. 2-е. М., «Недра», 1966. 74 с.
- Грин Д. Х. Состав базальтовых магм как критерий условий их возникновения при океаническом вулканизме. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., «Мир», 1973 (1971), с. 242—261.
- Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Экспериментальное изучение перехода габбро — эклогит и применение результатов этого изучения для петрологии. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1967, с. 9—77.
- Гришин М. П., Пятницкий В. К., Ремпель Г. Г. Строение фундамента Сибирской платформы. — «Труды СНИИГГИМСа», 1967, вып. 63, с. 28—40.
- Громин В. И. О структурах геологических формаций. — В кн.: Вопросы общей и теоретической тектоники. Хабаровск, ДВНЦ АН СССР, 1974, с. 86—90.
- Груза В. В. Методологические проблемы геологии. М. «Недра», 1977. 179 с.
- Грушинский Н. П. Теория фигуры Земли. М., «Наука», 1976.
- Гутенберг Б. Строение земли. М.—Л., ОНТИ, 1934 (1925). 169 с.
- Гутенберг Б. Физика земных недр. Пер. с англ. М., ИЛ, 1963. 263 с.
- Дафф П., Хапплам А., Уолтон Э. Цикличность осадконакопления. М., «Мир», 1971. 284 с.
- Дедеев В. А., Запольнов А. К. Схема морфогенетической классификации глубинных разломов и их терминология. — В кн.: Тектоника Сибири. Т. 5. Новосибирск, «Наука», 1972, с. 132—136.
- Дедеев В. А., Наливкин В. Д. и др. Проект классификации тектонических структур платформенного чехла. Л., изд. ВНИГРИ, 1963, с. 26—40.
- Деменицкая Р. М. Кора и мантия Земли. Изд. 2-е. М., «Недра», 1975. 253 с.
- Джеффрис Г. Земля, ее происхождение, история и строение. М., ИЛ, 1960 (1959). 486 с.
- Джуа М. История химии. М., «Мир», 1975. 473 с.
- Дмитриев Г. А., Потапов М. С. Учение о симметрии как общий метод познания закономерностей развития Земли. — В кн.: Пути познания Земли. М., «Наука», 1971, с. 153—171.

- Дмитриев Л. В., Удинцев Г. Б., Шараськин А. Я. Рифтовые зоны океанов и формирование коры океанического типа. — В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., «Наука», 1972, с. 113—129.
- Добрецов Н. Л., Ревердато В. В., Соболев В. С., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Фации метаморфизма. М., «Недра», 1970. 432 с.
- Добрида Э. Д. Характеристика развития во времени герцинского тектонического режима востока Русской платформы. — «Докл. АН СССР», 1976, т. 230, № 3, с. 671—673.
- Докембрий континентов. Австралия, Африка. Новосибирск, «Наука», 1976. 223 с. Авт.: Ч. Б. Борукаев, Ю. З. Елизарьев, В. Е. Забродин, Б. М. Чиков.
- Докембрий континентов. Древние платформы Евразии. Под ред. К. В. Боголепова, О. А. Вотаха. Новосибирск, «Наука», 1977. 312 с. Авт.: С. В. Богданова, Ю. Б. Богданов, Г. П. Вергунов и др.
- Докембрий континентов. Северная и Южная Америка. Новосибирск, «Наука», 1976. 237 с. Авт.: А. К. Башарин, Н. А. Берзин, Б. Д. Дворкина, В. Н. Мошкин, В. И. Шульдинер.
- Докембрий континентов. Складчатые области и молодые платформы Восточной Европы и Азии. Под ред. К. В. Боголепова, О. А. Вотаха. Новосибирск, «Наука», 1978. 320 с. Авт.: В. П. Арсентьев, Ю. Р. Беккер, В. А. Благонравов и др.
- Драгунов В. И. Онтологические аспекты геологии. — В кн.: Проблемы развития советской геологии. Л., 1971, с. 85—101. (Труды ВСЕГЕИ. Нов. серия, т. 177).
- Драгунов В. И. Геологические формации. Л., «Недра», 1973. 23 с.
- Драгунов В. И., Айнемер А. И., Васильев В. И. Основы анализа осадочных формаций. Л., «Недра», 1974. 158 с.
- Дрейф Ч. Краины континентов. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. Под ред. П. Харта. Пер. с англ. М., «Мир», 1972, с. 473—480.
- Дьюи Дж., Берд Дж. Горные пояса и новая глобальная тектоника. — В кн.: Новая глобальная тектоника (тектоника плит). Под ред. Л. П. Зоненшайна и А. А. Ковалева. М., «Мир», 1974, с. 191—219.
- 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. О системном подходе к изучению геологических объектов. — «Вестник ЛГУ», 1975, № 6, с. 25—28.
- Дюфур М. С. О содержании и соотношении понятий «фация и формация». — В кн.: Литология и палеогеография. Вып. 2. Л., Изд-во Ленинградск. ун-та, 1976, с. 3—28.
- Еганов Э. А. О выделении объектов исследования в геологии. — В кн.: Пути познания Земли. М., «Наука», 1974, с. 263—273.
- Жаднов В. В. О природе поверхности Коврада. — В кн.: Природа сейсмических границ в земной коре. Под ред. Н. И. Давыдовой, И. А. Резанова. М., «Наука», 1971, с. 102—106.
- Жамойда А. И., Олейников А. Н. Связи с фундаментальной наукой. О работе ВСЕГЕИ — головного института Министерства геологии СССР. — «Вестник АН СССР», 1977, № 1, с. 70—75.
- Жарков В. Н. Температура плавления оболочки Земли и железа при высоких давлениях. — «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1959а, № 3, с. 465—470.
- Жарков В. Н. Термодинамика оболочки Земли. — «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1959б, № 9, 1414—1419.
- Жарков В. Н. Физика ядра Земли. Термодинамические свойства. — «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», 1971, № 10, 1417—1425.
- Жарков В. Н. Внутреннее строение Земли и планет. М., «Наука», 1978. 191 с.
- Жарков М. А., Жаркова Т. М. Наборы и ассоциации соляных пород соленосных формаций хлоридного типа, их сравнительная характеристика и механизм образования. — В кн.: Сравнительный анализ осадочных формаций. М., «Наука», 1969, с. 7—79.
- Забродин В. Ю., Кулындышев В. А. О сборниках по методологии геологических наук. — «Геол. журнал», 1977, № 2, с. 147—149.
- Забродин В. Ю., Соловьев В. А. Иерархия геологических объектов и дизъюнктивов. — В кн.: Принципы тектонического анализа. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1977, с. 49—51.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных пород. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1950.
- Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Завин Ю. Н. Вещественный состав фосфатов кор выветривания и связанных с ними месторождений фосфатов. Новосибирск, «Наука», 1975. 209 с.
- Захаров С. А. Развитие тектонических представлений в Таджикистане и гипотеза зонного тектогенеза. Душанбе, «Дониш», 1970. 308 с.
- Захаров С. А., Кучай В. К. Сравнительный анализ разноранговых структур и системный подход. — «Геол. и геофиз.», 1978, № 8, с. 137—141.
- Зелькина О. С. Системно-структурный анализ основных категорий диалектики. Саратов, 1970. 179 с.
- Земля. Введение в общую геологию. В 2-х томах. М., «Мир», 1974. 845 с. Авт.: Дж. Ферхуген, Ф. Тернер, Л. Вейс, К. Вархафтинг, У. Фай.

- Земная кора** восточной части Балтийского щита. Под ред. К. О. Кратца. Л., «Наука», 1978. 232 с.
- Зимин С. С.** Парагенезы офиолитов и верхняя мантия. М., «Наука», 1973. 251 с.
- Зоммер К.** Аккумулятор знаний по химии. М., «Мир», 1977. 293 с.
- Зоненшпайн Л. П., Поникаров В. П., Уфлянд А. К.** О структурах, граничащих между платформами и геосинклинальными областями.— «Геотектоника», 1966, № 5, с. 3—48.
- Зуннунов Ф. Х., Перельман И. П., Рябой В. Н., Башаев В. Н.** Строение земной коры и верхней мантии по данным ГСЗ.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия Средней Азии. М., «Наука», 1977, с. 79—105.
- Иванкин П. Ф., Фотиади Э. Э., Щеглов А. П.** Опыт построения моделей тектоносферы подвижных поясов.— «Геотектоника», 1974, № 5, с. 35—51.
- Иванкин П. Ф., Щеглов А. П.** Районирование Алтае-Саянской складчатой области и основные черты ее тектоно-магматического развития в палеозое.— В кн.: Закономерности размещения магматических формаций Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, изд. СНИИГГиМСа, 1971, с. 4—23.
- Иванов В. М.** Закономерности изменения состава пород и породообразующих минералов ряда ритмически расслоенных габбро-широкосит-дунитовых плутонов Алтае-Саянской области.— В кн.: Магматические формации Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1971, с. 21—43.
- Изох Э. П.** О систематике габбро-гранитных серий при металлогенических и геохимических исследованиях.— В кн.: Труды 2-й сессии Научного совета АН СССР по научным основам геохимических поисков. Иркутск, 1971, с. 3—27.
- 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.
- Изох Э. П., Русс В. В., Кунаев И. В., Наговская Г. И.** Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М., «Наука», 1967. 383 с.
- Иностранцев А. А.** Геологические исследования на севере России в 1869 и 1970 гг. Спб, 1872.
- Ирина В. Р., Новиков А. А.** В мире научной интуиции. М., «Наука», 1978. 189 с.
- История геологии.** Под ред. И. В. Батюшковой. М., «Наука», 1973. 388 с.
- История Мирового океана.** Геологическое строение, происхождение, развитие. Под ред. Л. А. Зенкевича. М., «Наука», 1971. 287 с.
- Йодер Г. С., Тилли К. Э.** Происхождение базальтовых магм. М., «Мир», 1965. 242 с.
- Калинин Ю. Д.** Инверсия магнитного поля и размеры земного ядра.— «Геоматнетизм и аэрономия», 1971, т. 11, № 1, с. 187—188.
- Карагодин Ю. Н.** Ритмичность осадконакопления и нефтегазоносность. М., «Недра», 1974. 176 с.
- Карнап Р.** Философские основания физики. М., 1973, с. 95—118.
- Карпинский А. П.** Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России.— «Изв. Академии наук», 1894, № 1. 50 с.
- Карпинский А. П.** Заметка, представленная комиссии по номенклатуре горных пород на заседании в Париже 26 октября 1899 г.— В кн.: Избранные труды. Т. IV. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1949, с. 436—438.
- Карпович В. Н.** О логико-методологических основаниях различия теоретических и эмпирических терминов.— В кн.: Методы логического анализа. М., «Наука», 1977, с. 18—25.
- Каттерфельд Г. Н.** Лик Земли и его происхождение. М., Географиздат, 1962. 152 с.
- Келлер Б. М.** Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинии на Южном Урале и сходные с ней образования. М., 1949. 168 с. (Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 34).
- Келлер Б. М.** Генетические ряды формаций на примерах Урала и Кавказа.— В кн.: Материалы Новосибирской конференции по учению о геологических формациях. Т. I. Новосибирск, кн. изд-во, 1955.
- Кинг Ф. Б.** Тектоника Северной Америки. Объяснительная записка к тектонической карте. М., «Мир», 1972. 269 с.
- Клосе Х.** Глубинное зондирование в Западной Европе.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972 (1969), с. 150—161.
- Копнин П. В.** Марксистско-ленинская теория познания и современная наука.— «Вопросы философии», 1971, № 3, с. 28—34.
- Короновский Н. В.** Краткий курс региональной геологии СССР. М., Изд-во Московск. ун-та, 1976. 398 с.
- Космическая И. П.** Классификация структур земной коры по сейсмическим данным.— В кн.: Изучение внутреннего строения земной коры по сейсмическим данным. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 95—100. (Бюл. Совета по сейсмологии, № 15).
- Космическая И. П.** Метод глубинного сейсмического зондирования земной коры и верхней мантии. М., «Наука», 1968. 228 с.
- Космическая И. П., Пузырев Н. Н., Алексеев А. С.** Сейсмология взрывов, ее прошлое, настоящее, будущее.— «Вестник АН СССР», 1972, № 9, с. 44—54.
- Косыгин Ю. А.** Тектоника. М., «Недра», 1969. 616 с.

- Косыгин Ю. А. Основы тектоники. М., «Недра», 1974. 213 с.
- Косыгин Ю. А., Башарин А. К., Башарина Н. П., Берзин Н. А., Боголепов К. В., Боровиков А. М., Волонтей Г. М., Матвеевская А. Л., Парфенов Л. М., Соловьев В. А., Юнов А. Ю. Опыт объемного районирования земной коры на примере Сибири и Дальнего Востока. — *Геол. и геофиз.*, 1964, № 5, с. 3—31.
- Косыгин Ю. А., Башарин А. К., Берзин Н. А., Боровиков А. М., Борукаев Ч. Б., Вотах О. А., Парфенов Л. М. Структуры ограничений докембрийских платформ. — В кн.: *Международ. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геологов.* (Пробл. 4). М., «Наука», 1968, с. 29—35.
- Косыгин Ю. А., Соловьев В. А. Статистические, динамические и ретроспективные системы в геологических исследованиях. — *Изв. АН СССР. Серия геол.*, 1969, № 6, с. 9—17.
- Косыгин Ю. А., Соловьев В. А. Принцип историзма и тектоника. — *Геол. и геофиз.*, 1974, № 5, с. 49—56.
- Косыгин Ю. А., Соловьев В. А. История и методология тектонических систематик. — В кн.: *Методология и история геологических наук.* М., «Наука», 1977, с. 28—38.
- Красилов В. А. Тектоника плит и ротационный режим планеты. — *Изв. АН СССР. Серия геол.*, 1976, № 1, с. 74—82.
- Красный Л. И. Проблемы тектонической систематики. М., «Недра», 1972. 151 с.
- Красный Л. И. Проблемы тектонической систематики. М., «Недра», 1977. 173 с.
- Кропоткин П. Н., Валиев Б. М., Гафаров Р. А., Соловьева В. И., Трапезников Ю. А. Глубинная тектоника древних платформ Северного полушария. М., «Наука», 1971. 322 с.
- Круть И. В. Исследование оснований теоретической геологии. М., «Наука», 1973. 207 с.
- Круть И. В. Введение в общую теорию Земли. Уровни организации геосистем. М., «Мысль», 1978. 367 с.
- Крылов Н. А. Общие особенности тектоники и нефтегазоносности молодых платформ. М., «Наука», 1971. 156 с.
- Крылов С. В. О природе сейсмических разделов земной коры. — В кн.: *Региональные геофизические исследования в Сибири.* Новосибирск, «Наука», 1967, с. 105—122.
- Крылов С. В., Мишенькин Б. П. О геологическом истолковании сейсмических границ в земной коре. — В кн.: *Природа сейсмических границ в земной коре.* М., «Наука», 1971, с. 55—62.
- Крылов С. В., Рудницкий А. Л., Мишенькин Б. П., Крылова А. Л., Мишенькина З. Р., Суворов В. Д., Янушевич Г. А. Сейсмические исследования земной коры в Западной Сибири. — В кн.: *Глубинные сейсмические исследования в Западной Сибири.* Новосибирск, «Наука», 1969, с. 124.
- Кузнецов А. А. Тектоно-магматический процесс. Л., «Недра», 1967. 117 с.
- Кузнецов В. А. Магматизм и рудные формации. — В кн.: *Проблемы магматической геологии.* Новосибирск, «Наука», 1973, с. 309—317.
- Кузнецов Г. А. Пограничные структуры платформ и подвижных поясов. — В кн.: *Тектоника. Международ. геол. конгресс, XXIV сессия. Докл. сов. геологов.* М., «Наука», 1972, с. 96—101.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964. 387 с.
- Кузнецов Ю. А. Основные типы мамоконтролирующих структур и магматические формации. — *Геол. и геофиз.*, 1970, № 9, с. 3—24.
- Кузнецов Ю. А. О состоянии и задачах учения о магматических формациях. — *Геол. и геофиз.*, 1973, № 8, с. 3—11.
- Кузнецов Ю. А., Белоусов А. Ф., Поляков Г. В. Систематика магматических формаций по составу. — *Геол. и геофиз.*, 1976, № 5, с. 3—19.
- Кузнецов Ю. А., Богнибов В. И., Дистанова А. Н., Сергеева Е. С. Раннепалеозойская гранитоидная формация Кузнецкого Алатау. М., «Наука», 1971. 352 с.
- Кузьмин А. М. Слой и наслоение. — *Труды Горно-геол. ин-та ЗСФАН СССР*, 1950, вып. 11.
- Кутырев Э. И. Планетарная металлогения в свете палеорекострукций. — В кн.: *Металлогения и новая глобальная тектоника.* Л., изд. ВСЕГЕИ, 1973, с. 45—50.
- Лавров В. М., Бараш М. С. Тектонические фазы в развитии Среднего Атлантического хребта. — *Изв. АН СССР. Серия геол.*, 1976, № 3, с. 5—12.
- Лазаренко Е. К. Курс минералогии. М., «Высшая школа», 1963. 558 с.
- Лазаренко Е. К. Курс минералогии. Изд. 2-е. М., «Высшая школа», 1971. 507 с.
- Лалинская Т. А., Прошляков Б. К. Основы петрографии. М., «Недра», 1974. 238 с.
- Ларин В. Н. Гипотеза изначально гидратной Земли. М., «Недра», 1975. 100 с.
- Левин Б. С. Статистическая геология и соотношения геологических наук. — В кн.: *Принципы тектонического анализа.* Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1977, с. 52—65.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрография. М.—Л., 1933. 460 с.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Струве Э. А. Петрографический словарь. М., 1963. 448 с.
- Лейциг А. В., Мозар Ю. Р. Формации и формационный ряд Сибирской платформы. — *Бюл. МОИП. Отд. геол.*, 1970, т. 45, вып. 3, с. 50—68.

- Леонов Г. П. Основы стратиграфии. М., Изд-во Московск. ун-та, Т. 1. 1973; Т. 2, 1974 а.
- Леонов Г. П. Геосинклиальный процесс и его роль в развитии структуры земной коры.— «Вестник МГУ. Геология», 1974б, № 3, с. 21—31.
- Леонтьев О. К. Дно океана. М., «Мысль», 1968. 319 с.
- Леонтьев О. К. Типы планетарных морфоструктур Земли и некоторые черты их динамики в кайнозое.— «Геоморфология», 1971, № 3, с. 3—14.
- Ленезин Г. Г. Метаморфические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, «Наука», 1978. 229 с.
- Ле Пшон К., Франшио Ж., Бонни Ж. Тектоника плит. М., «Мир», 1977. 287 с.
- Ломизе М. Г. Краевые офиолитовые швы альпид Ближнего и Среднего Востока.— «Изв. вузов. Геол. и разведка», 1972, № 2, с. 14—23.
- Лутц В. Г. Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. М., «Наука», 1974. 304 с.
- Лучицкий И. В. Основы палеовулканологии. Т. 2. М., «Наука», 1971. 382 с.
- Лучицкий И. В. Формационный метод и проблема эволюции вулканической деятельности.— В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 19—27.
- Лысак С. В., Зорин Ю. А. Геотермическое поле Байкальской рифтовой зоны. М., «Наука», 1976. 92 с.
- Любимова Е. А. Разработка геотермических моделей.— «Физика Земли», 1977, № 1, с. 40—52.
- Люстих Е. Н. Небиллизм и конвекция в мантии Земли. Ст. 1, 2.— «Бюл. МОИП. Нов. серия, отд. геол.», 1965, т. 10, вып. 1, с. 5—27; вып. 2, с. 5—21.
- 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.
- Мазарович А. Н. Основы геологии СССР. М.—Л., ОНТИ, 1938. 544 с.
- Мазарович О. А. Геология девонских моласс. М., «Недра», 1976. 207 с.
- Малич Н. С. Осадочные формации.— В кн.: Геологические формации докайнозойского чехла Сибирской платформы и их рудоносность. М., «Недра», 1974, с. 7—22.
- Мамчур Е. А., Илларионов С. В. Регулятивные принципы построения теории.— В кн.: Синтез современного научного знания. М., «Наука», 1973, с. 335—389.
- Маркевич В. П. Понятие «фация». М., Изд-во АН СССР, 1957. 59 с.
- Марковский Б. П. Методы биофациального анализа. М., «Недра», 1966. 271 с.
- Международный стратиграфический справочник. Ред. Х. Хедберг. М., «Мир», 1978. 226 с.
- Мейн С. В. Понятия «естественность» и «одновременность» в стратиграфии.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1974, № 6, с. 79—90.
- Мелнас Д., Стевенс Р. К. Происхождение и структурное положение офиолитового комплекса на примере Западного Ньюфаундленда.— «Геотектоника», 1977, № 6, с. 83—101.
- Мельников О. А., Захарова М. А. Кайнозойские осадочные и вулканогенно-осадочные формации Сахалина. М., «Наука», 1977. 242 с.
- Менард Г. У. Геология дна Тихого океана. Пер. с англ. М., «Мир», 1966. 275 с.
- Методы теоретической геологии. Л., «Недра», 1978. 335 с. Авт.: И. И. Абрамович, Ю. К. Бурков, В. В. Груза и др.
- Мещеряков Ю. А. Структурная геоморфология равнинных стран. М., «Наука», 1965. 390 с.
- Мещеряков Ю. А. Рельеф СССР. (Морфоструктура и морфоскульптура). М., «Мысль», 1972. 519 с.
- Мигович И. М., Песков Е. Г. Природа Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.— В кн.: Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток, 1976.
- Милановский Е. Е. О некоторых особенностях структуры и истории развития шовных зон (на примере Кавказа).— «Сов. геология», 1962, № 6, с. 52—76.
- Милановский Е. Е. Основные типы рифтовых зон материков.— «Вестник МГУ. Серия IV. Геология», 1970, № 2, с. 13—35.
- Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. М., «Недра», 1976. 279 с.
- Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. М., Изд-во Московск. ун-та, 1963. 357 с.
- Милашин А. П. О различиях в структуре земной коры морей и океанов.— В кн.: Морская геология и геофизика. Вып. 2. М., «Недра», 1971, с. 3—16.
- Мирчинк М. Ф., Бакиров А. А. О геотектоническом развитии Русской платформы в связи с изучением ее нефтегазоносности.— «Нефтяное хозяйство», 1951, № 1.
- Михайлов А. Е. О термине разлом и о разрывах со смещениями.— «Сов. геология», 1960, № 10, с. 129—132.
- Мясиро А., Сидо Ф., Юнг М. Метаморфизм в пределах Срединно-Атлантического хребта близ 24 и 30° с. ш.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океанов. М., «Мир», 1973 (1971), с. 140—153.
- Моисеенко Ф. С. Взаимосвязь глубинного и приповерхностного строения земной коры. Новосибирск, «Наука», 1971. 206 с.

- Монин А. С. История Земли. Л., «Наука», 1977. 228 с.
- Муратов М. В. Основные типы геосинклинальных прогибов в Альпийской складчатой области. — Докл. АН СССР, 1962, т. 147, № 5, с. 1151—1153.
- Муратов М. В. Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей. — Изв. АН СССР. Серия геол., 1963, № 6, с. 3—23.
- Муратов М. В. Главнейшие структурные элементы материков, их взаимоотношения и возраст. — В кн.: Тектоника. Междунар. геол. конгресс, XXIV сессия. Докл. сов. геологов. (Пробл. 3). М., «Недра», 1972, с. 5—17.
- Муратов М. В. Происхождение материков и океанических впадин. М., «Наука», 1975. 176 с.
- Муратов М. В. Основные тектонические подразделения территории Советского Союза. — «Геотектоника», 1977, № 5, с. 20—43.
- Муратов М. В., Микунов М. Ф., Чернова Е. С. Основные этапы тектонического развития Русской платформы. — Изв. вузов. Геол. и разведка», 1962, № 11.
- Мясников В. П., Ушаков С. А., Федынский В. В. О механизме внутреннего развития Земли в свете геофизических данных. — «Вестник МГУ. Геология», 1971, № 3, с. 9—26.
- Наливкин В. Д. Сравнительная характеристика тектонических структур Западно-Сибирской, Туранско-Скифской и Русской плит. — В кн.: Деформация пород и тектоника. М., «Наука», 1964, с. 202—210.
- Наливкин Д. В. Геологические районы СССР. — «Проблемы сов. геологии», 1933, т. I, № 1, с. 35—56.
- Наливкин Д. В. Учение о фациях. В 2-х томах. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1956.
- Наливкина Э. Б., Дьячкова А. Я. О базальтовом слое континентов и природе сейсмических границ в его пределах. — «Сов. геология», 1970, № 4, с. 131—142.
- Некрасов Б. В. Основы общей химии. М., «Химия», 1974. 656 с.
- Неницеску К. Общая химия. М., «Мир», 1968. 813 с.
- Никитин Е. П. Объяснение — функция науки. М., «Наука», 1970.
- Николаев В. А. О важнейшей структурной линии Тянь-Шаня. — «Зап. Минерал. о-ва», 1933, № 2.
- Николаев Н. И. О природе и морфологическом типе глубинных разломов (на примере главного разлома хр. Каратау). — «Сов. геология», 1959, № 7, с. 73—80.
- Облогина Т. И. Исследование горизонтальных неоднородностей земной коры по сейсмическим данным. — «Вестник МГУ», 1976, № 3, с. 101—108.
- Обручев В. А. Образование гор и рудных месторождений. Л., Изд-во АН СССР, 1932. 149 с.
- Обручев В. А. Основные черты кинетики и пластики неотектоники. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1948, № 5, с. 13—24.
- Обуэн Ж. Геосинклинали. Проблемы происхождения и развития. М., «Мир», 1967. 302 с.
- Овчинников Н. Ф. Методология науки: проблемы теоретизации знания. — «Природа», 1978, № 3, с. 109—117.
- Ог Э. Геология. Т. I. Пер. с франц. М., 1914.
- Основные направления развития естественных и общественных наук на 1971—1975 гг. М., «Наука», 1969.
- Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, «Наука», 1966. 156 с.
- Павловский Е. В. Зоны перикратонных опусканий — платформенные структуры первого порядка. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1959, № 12, с. 3—10.
- Павловский Е. В. Происхождение и развитие древних платформ. — В кн.: Тезисы докладов совещания по проблемам тектоники. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 112—113.
- Павловский Е. В. Происхождение и развитие древних платформ. — В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М., «Наука», 1964, с. 7—14.
- Павловский Е. В. Ранние стадии развития земной коры. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1970, № 5, с. 23—39.
- Павловский Е. В. Происхождение и развитие земной коры материков. — «Геотектоника», 1975, № 6, с. 3—14.
- Паталаха Е. И. Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. Алма-Ата, «Наука», 1970. 216 с.
- Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1945, № 5, с. 23—46.
- Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Главнейшие типы глубинных разломов. — «Изв. АН СССР. Серия 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.
- Пинус Г. В., Велинский В. В., Леснов Ф. П., Банников О. Л., Агафонов Л. В. 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.
- Поваренных А. С. О субординации существенных признаков в схеме современной классификации минералов. — В кн.: Диалектика развития и теория познания в геологии. Киев, «Наукова думка», 1970, с. 31—40.
- Поваренных А. С. Методология геологических исследований. — «Геол. журнал», 1977, т. 37, вып. 6, с. 150—151.
- Познер А. Р. Истины и парадоксы. М., «Политическая литература», 1977. 256 с.
- Половинкина Ю. И. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород. Ч. 1. М., «Недра», 1966. 240 с.
- Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. М., «Наука». 192 с. Авт.: Л. М. Балакина, А. В. Введенская, Н. В. Голубева, Л. А. Мишарина, Е. И. Широкова.
- Поляков Г. В. Палеозойский магматизм и железоруденение юга Средней Сибири. М., «Наука», 1971. 312 с.
- Померанцева И. В., Барская Л. П., Мозженко А. Н. Модели земной коры, полученные по данным станции «Земляна» на территории некоторых разновозрастных платформ, платформенных впадин и передовых прогибов. — В кн.: Результаты исследований по международным геофизическим проектам. Глубинное строение земной коры. М., «Недра», 1975, с. 49—60.
- Попов В. И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во Ком. наук УзССР, 1938. 329 с.
- Попов В. И. Очерки литологии (учения о геологических формациях). — Труды Ин-та геологии АН УзССР, 1948, вып. 2, с. 84—97.
- Попов В. И. Определение формационных единиц и их положения в основном ряду вещественных геологических образований. — В кн.: Материалы Новосибирской конференции по учению о геологических формациях. Т. 1. Новосибирск, 1955, с. 57—74.
- Попов В. И. Опыт классификации и описания геологических формаций. Классификация формаций. Л., «Недра», 1966. 208 с.
- Попов В. И., Макарова С. Д., Филиппов А. А. Руководство по определению осадочных фацциальных комплексов и методики фацциально-палеогеографического картирования. Л., Гостоптехиздат, 1963. 714 с.
- Пуанкаре А. Ценность науки. М., «Творческая мысль», 1906. 195 с.
- Популярная библиотека химических элементов. В 2-х книгах. М., «Наука», Кн. 1-я, 1977, 556 с.; кн. 2-я, 1978. 516 с.
- Поспелов Г. Л. Диспергиты и автодиспергация как важная проблема физики лито-, петро- и тектогенеза. — «Геол. и геофиз.», 1972, № 12, с. 53—73.
- Пузырев Н. Н., Крылов С. В. Особенности строения земной коры Западной Сибири по данным глубинных сейсмических зондирований. — В кн.: Проблемы нефтегазоносности Сибири. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 94—113.
- Пушаровский Ю. М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. М., Изд-во АН СССР, 1959. 154 с. (Труды ГИН АН СССР, вып. 28).
- Пушаровский Ю. М. Тектонические карты. Обобщение опыта составления. — В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука», 1971, с. 215—226.
- Пушаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., «Наука», 1972. 222 с.
- Рабинович В. А., Хавин З. Я. Краткий химический справочник. Л., «Химия», 1978. 391 с.
- Раген Э. Плутонические породы. Пер. с франц. М., «Мир», 1972. 255 с.
- Разинкова М. И. Соотношение мощностей слоев земной коры крупных элементов геологической структуры территории СССР. — В кн.: Методика и результаты исследования земной коры и верхней мантии. М., «Наука», 1972, с. 243—249.
- Рассел Б. Человеческое познание. Его сфера и границы. М., ИЛ, 1957.
- Рачков П. А. Науковедение. Проблемы, структуры, элементы. М., Изд-во Московск. ун-та, 1974. 240 с.
- Рац М. В., Чернышев С. Н. Трециноватость и свойства трециноватых горных пород. М., «Недра», 1970.
- Резанов И. А. О геологической природе сейсмических границ раздела в земной коре. — В кн.: Природа сейсмических границ в земной коре. М., «Наука», 1971, с. 124—132.
- Резанов И. А. Базальтовый слой земной коры. — «Сов. геология», 1972, № 9, с. 15—25.
- Резанов И. А. Образование гор. М., «Наука», 1977. 172 с.
- Резанов И. А., Шевченко В. И. Строение и эволюция земной коры геосинклиналей. М., «Недра», 1978. 181 с.
- Решение Совещания по классификации платформенных структур. — «Сов. геология», 1963, № 11, с. 145—153.
- Ризвиченко Ю. А., Косминская И. П. О природе слоистости земной коры и верхней мантии. — «Докл. АН СССР», 1963, т. 153, № 2, с. 323—326.
- Рингвуд А. Э. Состав и эволюция верхней мантии. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972 (1969), с. 7—26.

- Ривгвуд А. Э., Грин Д. Х. Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и некоторые геофизические выводы.— В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968, с. 78—117.
- Роджерс Э. Физика для любознательных. Т. 2. М., «Мир», 1972. 651 с.
- Розов М. А. Проблемы эмпирического анализа научных знаний. Новосибирск, «Наука», 1977. 220 с.
- Романовский С. И. Динамика формирования флиша. М., «Недра», 1976. 176 с.
- Ронов А. Б. История осадконакопления и колебательных движений европейской части СССР. М., Изд-во АН СССР, 1949. 391 с. (Труды Геофиз. ин-та АН СССР, № 3 (130)).
- Рудкевич М. Я. Тектоника Западно-Сибирской плиты и ее районирование по перспективам нефтегазоносности. М., «Недра», 1969. 278 с. (Труды ЗапСибНИГНИ, вып. 14).
- Рузавин Г. И. Логическая структура научных теорий.— В кн.: Методы логического анализа. М., «Наука», 1977, с. 3—16.
- Рундквист Д. В. О принципах выделения и прогнозирования рудных формаций.— В кн.: Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Материалы совещания 14—17 декабря 1971 г. Л., изд. ВСЕГЕИ, 1971, с. 27—35.
- Савинский К. А. Глубинное строение Сибирской платформы по геофизическим данным. М., «Наука», 1972. 168 с.
- Садовский В. Н. Аксиоматический метод построения научного знания.— В кн.: Философские вопросы современной формальной логики. М., 1962, с. 215—262.
- Садовский В. Н. Проблемы методологии дедуктивных теорий.— «Вопросы философии», 1963, № 3, с. 63—75.
- Садьков А. М. Идеи рациональной стратиграфии. Алма-Ата, «Наука», 1974. 18 с.
- Сайке Л. Роль сейсмичности в анализе глобальной тектоники и в прогнозе землетрясений.— В кн.: Верхняя мантия. М., «Мир», 1975, с. 176—193.
- Салоп Л. И. Два типа структур докембрия: гнейсовые складчатые овалы и гнейсовые купола.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1971, № 4, с. 5—30.
- Сарачина Г. М., Шинкарев Н. Ф. Петрология магматических и метаморфических пород. Изд. 2-е. Л., «Недра», 1973. 392 с.
- Сауков А. А. Геохимия. М., «Наука», 1966. 486 с.
- Связь магматизма эндогенной минералогии с блоковой тектоникой. М., «Недра», 1969. Авт.: М. А. Фаворская, И. Н. Томсон, Р. Г. Иванов и др.
- Семенов Н. Н. Марксистско-ленинская философия и вопросы естествознания.— «Коммунист», 1968, № 10.
- Семов В. Н. Закономерности размещения разломов в земной коре.— «Докл. АН СССР», 1977, т. 233, № 2, с. 451—453.
- Сидоренко А. В., Лунева О. И. О фациях регионального метаморфизма в первичном составе пород.— «Сов. геология», 1972, № 6, с. 8—21.
- Сленко М., Плейн Р., Хестер Р. Структурная неорганическая химия. М., «Мир», 1968. 344 с.
- Синицын В. М. Введение в палеоклиматологию. Л., «Недра», 1967.
- Сичивица О. М. Мобильность науки. Горький, Волго-Вятское изд-во, 1975. 253 с.
- Славин А. В. Проблема возникновения нового знания. М., «Наука», 1976. 293 с.
- Слободской Р. М. Критерии механизма образования гранитоидных плутонов. Новосибирск, «Наука», 1971. 173 с.
- Слово о науке. Сост. Е. С. Лихтенштейн. М., «Знание», 1976. 304 с.
- Смирнов В. А. Генетический метод построения научной теории.— В кн.: Философские вопросы современной формальной логики. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 263—284.
- Смирнов С. Н. Элементы философского содержания понятия «система» как ступени развития познания и общественной практики.— В кн.: Системный анализ и научное знание. М., «Наука», 1978, с. 60—82.
- Смыслов А. А. Уран и торий в земной коре. Л., «Недра», 1974. 290 с.
- Соболев В. С. Петрология восточной части сложного Коростеньского плутона. Львов, 1947. 139 с.
- Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Львов, 1949. 331 с.
- Соболев В. С. Генетическое значение понятий структуры и текстуры.— «Минер. сб. Львовск. геол. о-ва», 1950, № 4, с. 3—19.
- Соболев В. С. Строение верхней мантии и способы образования магмы.— В кн.: Чтения им. В. И. Вернадского. Т. XIII. М., «Наука», 1973. 34 с.
- Соболев В. С., Добрецов Н. Л., Соболев Н. В. Классификация глубинных ксенолитов и типы верхней мантии.— «Геол. и геофиз.», 1972, № 12, с. 37—42.
- Соболев В. С., Соболев Н. В. Природа границы Мохоровичича и минеральный состав верхней части мантии по петрографическим данным.— В кн.: Природа сейсмических границ в земной коре. М., «Наука», 1971, с. 112—116.
- Соболев Н. В. Ксенолиты эклогитов из кимберлитовых трубок как обломки вещества верхней мантии.— В кн.: Кора и верхняя мантия. М., «Наука», 1968, с. 119—126.
- Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. Глубинное строение и эволюция земной коры.— В кн.: Проблемы физики Земли на Украине. Киев, «Наукова думка», 1975, с. 118—141.

- Соловьев В. А. Тектоника континентов. (Систематизация понятий и упорядочение терминологии). Хабаровск. кн. изд-во, 1975. 365 с.
- Соловьев О. Н., Гайнанов А. Г. Особенности глубинного геологического строения переходной зоны от Азиатского материка к Тихому океану в районе Курило-Камчатской дуги. — «Сов. геология», 1963, № 3, с. 113—123.
- Сорохотин О. Г. Глобальная эволюция Земли. М., «Наука», 1974. 181 с.
- Спизарский Т. Н. Обзорные тектонические карты СССР. Л., «Недра», 1973. 240 с.
- Справочник по тектонической терминологии. М., «Недра», 1970. 581 с.
- Сравнительный анализ нефтегазосности и тектоники Западно-Сибирской и Турано-Скифской плит. Л., 1965. 323 с. (Труды ВНИГРИ, вып. 236). Авт.: В. Д. Наливкин, В. А. Дедеев, В. В. Иванцова, В. Я. Кац, Н. М. Кругликов, В. С. Лазарев, К. А. Сверчков-Черников, Н. В. Шаблинская.
- Степов Н. О твердом, естественно содержащемся в твердом. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Стиршейка 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.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 1. Типы литогенеза и их размещение на поверхности Земли. М., Изд-во АН СССР, 1962. 212 с.
- Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Под ред. Е. И. Гальперина и И. П. Косминского. М., «Наука», 1964. 308 с.
- Строение земной коры и верхней мантии океанов. Под ред. Н. А. Беляевского. М., «Наука», 1973. 111 с.
- Структура фундамента платформенных областей СССР. Под ред. Д. В. Наливкина, В. А. Дедеева. Л., «Наука», 1974. 397 с.
- Субботин С. И., Наумчик Г. Л., Рахимова И. Ш. Мантия Земли и тектогенез. Киев, «Наукова думка», 1968. 174 с.
- Суворов А. И. Глубинные разломы платформ и геосинклиналей. М., «Недра», 1973. 214 с.
- Сурков В. С. Принципы тектонического районирования складчатых областей с целью металлогенического прогнозирования (по комплексу геолого-геофизических данных). — «Геол. и геофиз.», 1974, № 5, с. 89—102.
- Таевский В. М. Строение молекул. М., «Химия», 1977. 512 с.
- Тамразян Г. П. Некоторые главные планетарные тектонические закономерности и их причинные связи. — «Изв. вузов. Геол. и разведка», 1967, № 11, с. 3—17.
- Тараканов Р. З. Строение фокальной зоны Курило-Камчатской островной дуги. — В кн.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. М., «Наука», 1972, с. 215—234.
- Тараканов Р. З., Левый Н. В. Палеоастеносферная модель верхней мантии Земли по сейсмическим данным. — «Докл. АН СССР», 1967, т. 176, № 3, с. 571—574.
- Татаринов Ю. Б. Оценка научного уровня фундаментальных исследований. Методологические принципы. — «Вестник АН СССР», 1977, № 12, с. 57—69.
- Тектоника Белоруссии. Под ред. Р. Г. Гарецкого. Минск, «Наука и техника», 1976. 198 с.
- Тектоника Евразии. Объяснительная записка к Тектонической карте Евразии масштаба 1 : 5 000 000. Гл. ред. А. Л. Яншин. 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.
- Тектоника Европы и смежных областей. Древние платформы, байкалиды, каледониды. (Объяснительная записка к Международной тектонической карте Европы и смежных областей масштаба 1 : 2 500 000). М., «Наука», 1978. 421 с.
- Тектоника континентов и океанов. (Терминологический справочник). Под ред. Ю. А. Косыгина, В. А. Кулындышева, В. А. Соловьева. Хабаровск. кн. изд-во, 1976. 757 с.
- Тектоника Якутии. Новосибирск, «Наука», 1975. 196 с.
- 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-6 1 : 1 000 000, 28 листов. ГУГК, Фабрика № 4, 1975.
- Тетяев М. М. Принципы тектонического районирования территории СССР. — «Проблемы сов. геологии», 1933, № 1.
- Тихомиров С. В. Этапность (периодичность) осадочного процесса в свете работ М. С. Швецова. — «Изв. вузов. Геол. и разведка», 1965, № 11, с. 14—32.
- 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. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М., «Наука», 1972. 394 с.
- Усов М. А. Фации и формации горных пород. — В кн.: Вопр. геологии Сибири. Т. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1945, с. 23—30.
- Устиев Е. К. Некоторые основные понятия и термины в учении о магматических формациях. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1970, № 4, с. 47—68.

- Ушаков С. А. От гипотез — к теории жизни планеты. — «Знание — сила», 1978, № 5, с. 20—22.
- Уэрзел Ж. Глубинная структура окраин материков и среднеокеанических хребтов. — В кн.: Геология и геофизика морского дна. М., «Мир», 1969, с. 262—285.
- Федоров Е. С. О новой группе изверженных пород. — «Изв. Московск. с.-х. ин-та», 1896, т. II, кн. 1.
- Федосеев Г. С. Петрология Шадринского гранитоидного плутона. Восточный Саян. М., «Наука», 1969. 90 с.
- Федотов С. А. Закономерности распределения сильных землетрясений на Камчатке, Курильских островах и северо-восточнее Японии. — «Труды Ин-та физики Земли АН СССР», 1965, № 36, с. 66—93.
- Ферсман А. Е. Избранные труды. Т. IV. М., Изд-во АН СССР, 1958. 588 с.
- Фисуненко О. П., Пичугин Б. В. Практикум по геологии. М., «Просвещение», 1977. 128 с.
- Фогт П. Р., Шнейдер Э. Д., Джонсон Г. Л. Кора и верхняя мантия под океанами. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. Пер. с англ. М., «Мир», 1972, с. 481—550.
- Формы геологических тел (терминологический справочник). Под ред. Ю. А. Косыгина, В. А. Кулындышева, В. А. Соловьева. М., «Недра», 1977. 246 с.
- Формационный анализ Западного Узбекистана. Новосибирск, «Наука», 1975. 515 с.
- Фор-Мюр А., Шубер Ю. Принципы изображения альпийских складчатых зон на Международной тектонической карте Африки в масштабе 1 : 5 000 000. — «Геотектоника», 1966, № 4, с. 24—47.
- Фотиади Э. Э. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических работ. М., Гостехиздат, 1958. 244 с.
- Фотиади Э. Э., Каратаев Г. И. Строение земной коры Сибири и Дальнего Востока по данным региональных геофизических исследований. — «Геол. и геофиз.», 1963, № 10, с. 5—19.
- Фотиади Э. Э., Сурков В. С. Геологическое строение фундамента Западно-Сибирской плиты. Л., «Недра», 1971. 208 с.
- Фремд Г. М. Особенности глубинного строения и вулканизм Перитихоокеанской рифтовой системы. — В кн.: Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток, 1976.
- Фролова Т. И., Бурикова И. А. Геосинклиальный вулканизм. М., Изд-во Московск. ун-та, 1977. 263 с.
- Фураме П. Проблемы дрейфа континентов. М., «Мир», 1972. 255 с.
- Ханин В. Е. Анализ формаций как метод палеотектонических исследований. — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1959, т. 34, № 2, с. 3—16.
- Ханин В. Е. Направленность, цикличность и неравномерность развития земной коры. — В кн.: Строение земной коры. М., «Наука», 1964, с. 13—28.
- Ханин В. Е. Об общих закономерностях развития тектонических процессов во времени — проблемы прерывистости — непрерывности, цикличности — направленности. — «Вестник МГУ. Геология», 1974, № 4, с. 3—18.
- Ханин В. Е. Общая геотектоника. Изд. 2-е. М., «Недра», 1973а. 509 с.
- Ханин В. Е. О некоторых спорных вопросах и трудностях формационного анализа. — В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, «Наука», 1973б, с. 15—18.
- Ханин В. Е. Некоторые проблемы структуры и тектонической истории Европы. — «Вестник МГУ», 1977, № 2, с. 9—24.
- Ханин В. Е. Эволюция взглядов на эволюцию земной коры. — «Знание — сила», 1978, № 5, с. 23—26.
- Халевин Н. И. Глубинное строение Урала и сопредельных регионов по геофизическим данным. — «Геотектоника», 1972, № 6, с. 65—78.
- Хворова И. В. Флишевая и нижнемолассовая формации Южного Урала. М., 1961. 532 с. (Труды ГИН АН СССР, вып. 37).
- Хворова И. В. Задачи и некоторые результаты изучения литологии формаций. — В кн.: Вулканогенные и терригенные формации. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 7—29. (Труды ГИН АН СССР, вып. 81).
- Хейзен Б., Тарп М., Юинг М. Дно Атлантического океана. Ч. 1. Пер. с англ. М., ИЛ, 1962. 147 с.
- Херасков Н. П. Принципы составления тектонических карт осадочных областей на примере Южного Урала. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1948, № 5, с. 124—134.
- Херасков Н. П. Геологические формации (опыт определения). — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1952, т. 27, вып. 5.
- Херасков Н. П. Тектоника и формации. М., «Наука», 1967. 404 с.
- Херасков Н. П., Келлер Б. М., Штрейс Н. А. О геологических формациях. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1953, № 4, с. 147—150.
- Хизен Б. Внутренние и краевые моря. — В кн.: Верхняя мантия. М., «Мир», 1975, с. 176—193.
- Хорева Б. Я. Петрологические способности зон смятия и характер связи их с глубинными разломами. — В кн.: Глубинные разломы. М., «Недра», 1964, с. 139—146.
- Хуан Ци-цин. Основные черты тектоники Китая. — «Сов. геология», 1961, № 9, с. 8—56.

- 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.
- Чалышев В. И. Ритмичность флиша и моласе. Л., «Наука», 1976. 275 с.
- Чалышев В. И., Сорвачев Н. С. Ритмичность карбонатных отложений. Л., «Наука», 1977. 40 с.
- Чекунов А. В. Структура земной коры и тектоника юга европейской части СССР. Киев, «Наукова думка», 1972. 176 с.
- Чепиков М. Г. Интеграция науки (философский очерк.) М., «Мысль», 1975. 244 с.
- Чиков Б. М. Срединные массивы и вопросы тектонического районирования складчатых сооружений. Новосибирск, «Наука», 1978. 290 с.
- Чудинов Ю. В. Расширение 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. (Труды ГИН АН СССР, вып. 161).
- 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., Богданов А. А. О Международной тектонической карте Европы. М-б 1 : 2 500 000. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1961, № 4, с. 3—25.
- 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.
- Шафрановский И. И., Плотников Л. М. Симметрия в геологии. Л., «Недра», 1975. 143 с.
- Швецов М. С. Петрография осадочных пород. Изд. 3-е. М., Гостоптехиздат, 1958. 416 с.
- Шейнманн Ю. М. Заметки к классификации структур материков. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1955, № 3, с. 19—35.
- Шейнманн Ю. М. Тектоника и магматизм. Избранные труды. М., «Наука», 1976. 391 с.
- Шер Дж. Г. мл., Райт Р. У. Кора и верхняя мантия Тихого и Индийского океанов по данным глубинного сейсмического зондирования. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972 (1969), с. 180—185.
- Шерман С. И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск, «Наука», 1977. 101 с.
- Шерман С. И. Анализ тектонической делимости земной коры. — «Геол. журнал», 1978, № 3, с. 147—150.
- Шило Н. А., Бабкин П. В., Вацилев Ю. Я., Середа Л. И. Место Охотско-Чукотского вулканогенного пояса в глобальной структуре переходной зоны от материка к океану (по геофизическим данным). — В кн.: Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток, 1976.
- Штилле Г. Избранные труды. Пер. с нем. М., «Мир», 1964. 887 с.
- Штрейф Н. А. О некоторых основных понятиях в учении о геосинклиналях. — «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1947, т. XXII, вып. 5, с. 81—106.
- Шульц С. С. Основные геоструктурные области Земли по данным новейшей тектоники СССР. — «Сов. геология», 1962, № 5, с. 18—32.
- Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. Л., «Недра», 1968. 180 с.
- Эйм К. К., Эрреро П. Дж. Субандская система разломов в Восточном Перу и Эквадоре. — В кн.: Кордильеры Америки. М., «Мир», 1967, с. 43—61.
- Эйнштейн А. Собрание научных трудов. М., «Мир», Т. I, 1965, 700 с.; т. IV, 1967, 599 с.
- Юинг Дж. Сейсмическая модель строения коры Атлантического океана. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972 (1969), с. 174—180.
- Юинг Дж., Юинг М., Лейден Р. Сейсмические исследования плато Блейк. Крайны континентов и островные дуги. — В кн.: Труды симпозиума. Под ред. У. Пуга. Пер. с англ. М., «Мир», 1970, с. 55—83.
- Юинг М., Пресс Ф. Геофизические различия между континентами и океаническими бассейнами. — В кн.: Земная кора. Под ред. А. Полдерваарта. М., ИЛ, 1957 (1955), с. 13—18.
- Якубов Д. Х., Ахмеджанов М. А., Борисов О. М. Региональные разломы Срединного и Южного Тянь-Шаня. Ташкент, «Фан», 1976. 148 с.
- Яновский Б. М. Земной магнетизм. Л., Изд-во Ленинградск. ун-та, 1978. 482 с.
- Яншин А. Л. Общие особенности строения и развития молодых платформ. — В кн.: Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. М., «Наука», 1965а, с. 7—18.
- Яншин А. Л. Тектоническое строение Евразии. — «Геотектоника», 1965б, № 5, с. 7—36.
- Яншин А. Л. Принципы составления карты и ее условные обозначения. — В кн.: Тектоника Евразии. М., «Наука», 1966, с. 13—31.
- Яншин А. Л. Предисловие. О принципах выделения геологических формаций. — В кн.: А. И. Анатольева. Домезозойские красноцветные формации. Новосибирск, «Наука», 1972, с. 5—12.
- Яншин А. Л. Что же такое рифты? — В кн.: Основные проблемы рифтогенеза. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 5—6.
- Яншин А. Л., Артюшков Е. В., Шлезингер А. Е. Основные типы крупных структур

- литосферных плит и возможные механизмы их образования.— «Докл. АН СССР», 1977, т. 234, № 5, с. 1175—1178.
- Airy G. B. On the computation of the effect of the attraction of mountain masses.— «Phil. Trans. Roy. Soc. London», 1855, v. 145, p. 101—104.
- Allison I. S. e. a. Geology: the science of a changing earth. 6 th. New York, McGraw-Hill, 1974.— «Publishers Weekly», 1974, v. 205, № 25, p. 73.
- Amferer O. Über das Bewegungsbildung von Faltengebirgen.— «I. d. K. K. Geol. Reichsanstalt.», Wien, 1906, Bd 56.
- Anderson D. L. Latest informations from seismic observations. The Earth's Mantel. T. F. Gaskel, edit. London — N. Y., 1967.
- Arbenz P. Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildungen in der Alpen.— «Neujahrsblatt der Naturforsch. Ges. Zürich», 1919, Bd 64. 127 S.
- Aubouin J. Reflexion sur les bordures pacifiques: l'exemple des Cordilleres sud-americaïnes.— «C. r. Acad. sci.», 1975, D 280, N 23, p. 2633—2636.
- Aubouin J., Brousse R., Lehman J.-P. Précis de géologie. T. III. Tectonique, Globe terrestre. Dunod, Paris, 1968, p. 549.
- Bemmelen R. W. Mega-undations as cause of continental drift.— «Geol. en Mijnbouw», 1965, v. 44, № 9, p. 320—333.
- Becke F. Ueber Mineralbestand und Struktur der Kristallinischen Schiefer.— «Denkschr. Wiener Akad. Wiss.», 1913, Bd 75, H. B1.
- Berry G. Mountain-building.— «Engng. and Sci.», 1963, v. 26, № 7, p. 7—8.
- Bertrand M. La chaine des Alpes et la formation du continent Européen.— «Bull. Soc. géol. 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.
- Bloch O., Wartburg W. V. Dictionnaire etymologique de la langue française. Paris, 1960.
- Bottinga Y., Allegre C. T. Termal aspects of sea-floor spreading and the nature of the oceanic crust.— «Tectonophysics», 1973, k 18, N 1—2, p. 1—17.
- Bullard E. C. Secular change in the Earth's magnetic field.— «Monthly Not. Roy. Astron. Soc. Geophys. Suppl.», 1948, v. 5, N 7, p. 248—257.
- Bullard E. C. Electromagnetic induction in rotating sphere.— «Proc. Roy. Soc. London», 1949, ser. A, v. 199, N 1059, p. 413—443.
- Bullard E. C. a. o. The westward drift of the Earth's magnetic field.— «Phil. Trans. Roy. Soc. London», 1950, ser. A, v. 243, N 1, p. 67—92.
- Bullen K. E. The density variation of the Earth's central core.— «Bull. Aeism. Soc. Amer.», 1942, v. 32, N 1, p. 19—29.
- Bullen K. E. A hypotheses on compressibility at pressures of the order of a million atmospheres.— «Nature», 1946, v. 157, N 3987, p. 405.
- Bullen K. E. Physical properties of the Earth's core.— «Ann. Géophys.», 1955, v. 2, N 1, p. 53—64.
- Burk C. A., Dreke C. L. The geology of Continental margins. Berlin — Heidelberg — New York. Springer-Verlag, 1975, p. 1009.
- Choubert B. Reflexions sur la finalite des mesures geochronologiques (periodicite) des evenements du precambrien et derive de continents.— «Bull. Soc. géol. France. Ser. 7», 1967.
- Christensen N. Z., Salisbury M. H. Structure and constitution of the Lower Oceanic Crust.— «Reviews of Geophysics and Physics», 1975, v. 13, N 1, p. 57—86.
- Coleman R. G. Plate tectonic emplacement of upper mantle Peridotites along Continental Edges.— «Journ. Geophys. Res.», 1971, v. 76, N 5, p. 1212—1222.
- Cook K. L. The problem of the mantle-crust mix: lateral inhomogeneities in the Earth's mantle.— «Advances in Geophys.», 1962, v. 9, p. 295—360.
- Continental Margins and Island Arcs. Symposium.— «Canadian Journ. of Earth Sciences», 1968, v. 5, N 4, p. 963—1129.
- Crust and Upper mantle of the Pacific Area. Geophysical Monograph. 12. Amer. Geophys. Union, Washington, 1968. 522 p.
- Dana J. On origin of mountains.— «Amer. Journ. Sci.», 3-d series, 1873, v. V. On some results of the earth's contraction from cooling.— «Amer. Journ. Sci.», 3-d series, 1873, v. V, VI.
- Dauzat A. Dictionnaire etymologique de la langue française. Paris. 1958.
- Dewey J. F., Bird J. M. Mountain belts and the new global tectonics.— «Journ. Geophys. Res.», 1970, v. 75, N 14, p. 2625—2647.
- Dietz R. Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor.— «Nature», 1961, v. 190, N 4779, p. 854—857.
- Dietz R. S., Holden J. C. Miogeoclines (miogeosynclines) in space and time.— «Journ. Geol.», 1966, v. 74, N 5, part. 1, p. 566—583.
- Dercourt J., Raquet J. Geologie. Objets et methodes. Paris e. a., Dunod, 1976. 329 p.
- Earth beneath the Continents. Geophysical Monograph. 10. Amer. Geophys. Union, Washington, 1966. 663 p.
- Earth's Crust and Upper Mantle. Geophysical Monograph. 13. Amer. Geophys. Union, Washington, 1969. 735 p.

- East African Rifts. R. Girdler, ed. *Developments in Geotectonics*, 7. Elsevier, Amsterdam, 1972. 179 p.
- Fischer A. G., Heezen B. C. a. o. Geological history of the Western North Pacific. — «Science», 1970, v. 168, p. 1210—1214.
- Flügel H. Struktur, Textur und Gefüge. Berg. und Hüttenmänn. Monatsh., 1957, 102, N 3, S. 39—42.
- Franke D. Zu Fragen geologischer Terminologie und Klassifikation. Der Begriff Formation. — «Z. angewandt. Geol.», Berlin, 1961, Bd 8, S. 208—214.
- Füchsel G. C. Historia terrae et maris ex historia Thuringiae per montimu descriptionem, erecta. — «Acta Acad. electorialis Moguntinae scient.» Erfurti, 1762, v. 2.
- Gilvarry I. I. Linmann and Grüneisen laws and melting low at high pressure. — «Phys. Rev. Leit.», 1966, vol. 16, N 24, p. 1089—1091.
- Gravity and Tectonics (Van Bemmelen volume). K. A. de Jong and R. Scholten (Editors). Wiley, New York, 1973. 502 p.
- Gressly A. Observations géologiques sur le Jura Soleurois. — «Neue Denkschr. der Allg. Schweizer. gessell. für die gesammten Naturwiss.». Bd II, 1838; Bd IV, 1840; Bd V, 1841, Neuchatel, p. 1—394.
- Gressly A. Observations géologiques sur le Jura Soleurois. — «Nouv. mém. Soc. Helvet. des Sci. nat.», 1838, t. II—V.
- Grubenmann U. Struktur und Textur der metamorphischen Gesteine. — «Fortschr. Min., Krist. u. Petr.», 1912. Bd II.
- Haarman E. Die Oszillationstheorie. 1930, Stuttgart, Enke. 206 S.
- Hall J. Geological survey of New York Paleontology, III. 1859.
- Haug E. Les geosynclinaux et les aires continentales. — «Bull. Soc. géol. France. II sér.», 1900, v. 3, N 28.
- Heezen B. C., Hollister C. D. The Face of the Earth. Oxford Univ. Press, London, 1971. 659 p.
- Heezen B. C. Inland and marginal seas. The Upper Mantle. A. R. Ritsema, ed. *Developments in Geotectonics*, 4. Elsevier, Amsterdam, 1972, p. 293—308.
- Hess H. H. History of ocean basins. — «Petrologic Studies. Vol. Honor A. F. Buddington». S. 1. Geol. Soc. Amer., 1962, p. 599—620.
- Hills E. S. Elements of Structural Geology. 2nd ed. New York, John Wiley and Sons, 1971. 502 p.
- 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.
- Isaaks B., Oliver J., Sykes L. R. Seismology and the new global tectonics. — «Journ. Geophys. Res.», 1968, v. 73, N 18, p. 5855—5900.
- Katsumata M., Sykes L. R. Seismicity and tectonics of the Pacific, Izu-Mariana-Garoline and Ryukyu-Taiwan regions. — «Journ. Geophys. Res.», 1969, v. 74, p. 5923—5948.
- Kober L. Der Bau der Erde. Berlin, 1921. 324 S.
- Kober L. Tektonische Geologie. Berlin, 1942.
- Kranck E. H. On folding-movements in the zone of the basement. — «Geol. Rundschau», 1959, v. 46, N 2, p. 261—282.
- Kraus E. C. Das Orogen, Begriff, Bildungsweise und Erscheinungsformen. — «Intern. Geol. Congr. Rep. XXI Sess., p. XVIII», Copenhagen, 1960, p. 292—298.
- Landisman M., Muller S., Mitchell B. T. Review of evidence for velocity inversions in the continental crust. — «Struct. Phys. Propert. Earth's Crust». Washington, 1971, D. C. 11—34.
- Lameyre J. Roches et minéraux 1. Les matériaux. Paris, 1975. 126 p.
- Lameyre J. Roches et minéraux 2. Les formatins. Paris, 1975. 127—351 p.
- Le Pichon X. Models and structure of the oceanic crust. — «Tectonophysics», 1968, v. 7 (5—6) p. 385—401.
- Long Leon E. Geology. New York, McGraw-Hill, doll. «Publishers Weekly», 1974, v. 205, N 25, p. 79.
- Lowry W. D. North American geosynclines. Test of continental drift theory. — «Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists», 1974, v. 58, N 4, p. 575—620.
- Mantura A. J. New Global Tectonics and «The New Geometry». — «Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.», 1972, v. 56, N 12, p. 2451—2455.
- Mantura A. J. Geophysical Illusions of Continental Drift. — «Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.», 1972, v. 56, N 8, p. 1552—1556.
- Mason B. Principles of Geochemistry. 2-d ed. New York, 1958.
- Maxwell J. C. The Mediterranean, Ophiolites and Continental drift. — In: The megatectonics of Continents and Oceans. H. Johnson, B. Smith, eds. Rutgers Unif. Oress., New-Brunswick, 1969, p. 167—193.
- Menard H. W. The East Pacific Rise. — «Science», 1960, v. 132, p. 1737—1746.
- Metz K. Tektonische Geologie. 2 Aufl., Stuttgart, Enke, 1966. 357 S.
- Miyashiro A. Evolution of metamorphic belts. — «Journ. Petrology», 1961, v. 2, N 3, p. 277—311.
- Morgan W. J. Deep Mantle Convection Plumes and Plats Motions. — «Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.», 1972, v. 56, N 2, p. 203—213.
- Moore R. C. Stability of the earth's crust. — «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1970, v. 81, N 5, p. 1285—1323.

- Nagasaki H. A layered ultrabasic complex at Horoman, Hokkaido, Japan.— «Journ. Fac. Sci. Univ. Tokio», 1966, t. 16, pt. 2.
- Naumann C. F. Lehrbuch der Geognosie. Bd I—II. Leipzig, Verlag von Wilhelm Engelmann, Ohne Jahr (1854).
- Nelson T. H., Temple P. G. Mainstream Mantle Convection: A Geologic Analysis of Plate Motion.— «Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.», 1972, v. 56, N 2, p. 226—246.
- Oakeshott G. B. San Andreas fault in the California Coast Ranges province.— In: Bailey E. H. Geology of Northern California, California Div. Mines and geology. Bull. 190, 1966, p. 357—373.
- Oliver J. Contributions of seismology to Plate Tectonics.— «Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.», 1972, v. 56, N 2, p. 214—225.
- Plonska E. R. Volcanic rocks and the depth of the Benioff zone the Sud Lipez, Southwest Bolivia.— «Phys. Earth. and Planet. Inter.», 1975, v. 9, N 3, p. 207—210.
- Prevost C. «Bull. Soc. Géol. France», 1839, t. X, p. 340—348.
- Prevost C. De la cronologie des terrains, et du synchronisme des formations.— «Acad. Sci. Paris», C.-r., 1845, v. 20, p. 1062—1071.
- Raitt R. W. Seismic Refraction Studies of the Pacific Ocean Basin. 1. Crustal Thickness of the Central Equatorial Pacific.— «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1956, v. 67, p. 1623—1640.
- Renevier E. Chronograph géologique. Second edition du tableau des terrestre.— In: C. R. 6-em sess. Congr. Géol. Intern. Zürich, 1897.
- Renevier E. Les Facies géologiques.— «Archives Sci. Physiques et Naturelle», Geneve, 1884, per. 3, v. 12, p. 297—333.
- Robert P. M. Baltic Schild Crustal Velocity Distribution.— «Bull. Seismol. Soc. Amer.», 1975, v. 65, N 4, p. 885—898.
- Spencer E. W. Introduction to the Structure of the Earth. McGraw-Hill, N. Y., 1969. 579 p.
- Stockwell C. H. Structural trends in Canadian Shield.— «Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.», 1965, v. 49, N 7, p. 887—893.
- Stoiber R. E., Carr M. J. Lithospheric plates, Benioff zones and volcanoes.— «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1971, v. 82, № 2, p. 515—522.
- Suess E. Das Antlitz der Erde. Bd I—III. Prag—Wien—Leipzig, S. 1883—1909.
- Talwani M., Le Pichon X., Ewing M. Crustal Structure of the Mid-Ocean Ridges. 2. Computed Model from Gravity and Seismic Refraction Data.— «Journ. Geophys. Res.», 1965, v. 70, p. 341—352.
- The Sea. Ideas and observations on progress in the study of the seas, 1963, v. 3, 963 p.; 1970, v. 4, pt. 1, 791 p.; 1970, pt. 2, 664 p.
- The Structure of the Earth's Crust, based on Seismic Data. S. Mueller, ed. Elsevier, Amsterdam, 1974. 392 p.
- Uffen R. I. A method of estimating the melting point gradient in the Earth's mantle.— «Trans. Amer. Geophys. Union», 1952, vol. 33, N 6, p. 893—896.
- Upper Mantle. A. R. Ritsema, ed. Developments in Geotectonics. 4. Elsevier, Amsterdam, 1972. 637 S.
- Valle P. E. Sull'aumento di temperature nel mantello della terra per compressions adiabatica.— «Ann. Geofis.», 1951, v. 5, N 4, p. 475—478.
- Vine F. I., Matthews D. N. Magnetic anomalies over oceanic ridges.— «Nature», 1963, v. 199, N 4897, p. 947—949.
- Wegmann E. Zur Deutung der Migmatite.— «Geol. Rundschau», 1935, Bd 26, N 5.
- Wegmann E. Reports entre les etages tectoniques et les deformations à la surface de la terre.— «Suo ma lais tiede dKat. tiomituks», AIII (90), 1966.
- Werner A. G. Kurze Classification und Beschreibung der verschiedenen Gebirgsarten. Dresden, 1877.
- Weinschenk E. Ueber Mineralbestand und Struktur der Kristallinischen Schiefer.— «Abh. Bayer. Ak. Wiss.», München, 1906, Bd XXII.
- Woollard G. P. Crustal structure from gravity and seismic measurement.— «Journ. Geophys. Res.», 1959, v. 64, N 10, p. 1521—1544.
- Woollard G. P. The interrelations of crustal and upper mantle parameter values in the Pacific.— «Rev. Geophys. and Space Physics», 1975, N 1, p. 37—87.
- Worzel J. L. Pendulum Gravity Measurements at Sea, New York a. o., Wiley, 1936—1959.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение . . . . .	3
<b>Глава I. Методология сравнительной тектоники разноранговых элементов Земли . . . . .</b>	<b>6</b>
Виды используемых в геотектонике понятий и возможные способы их определения . . . . .	7
Понятийные системы геотектоники . . . . .	10
О способах построения систем понятий, относящихся к структурным элементам Земли . . . . .	11
Научные теории естествознания, способы их построения . . . . .	13
О понятиях «структура» и «структурный элемент» . . . . .	19
Сравнительная тектоника разноранговых элементов Земли как основа системного подхода к изучению геологических объектов . . . . .	20
<b>Глава II. Некоторые сведения о минеральной группе структурных элементов Земли . . . . .</b>	<b>23</b>
Мельчайшие структурные единицы вещества Земли . . . . .	—
Эволюция принципов классификации и современная систематика минералов . . . . .	26
Проблема обособления видов горных пород . . . . .	32
<b>Глава III. Формационная группа элементов земной коры . . . . .</b>	<b>42</b>
К истории выделения формаций как региональных стратиграфических подразделений разного ранга . . . . .	43
Современные представления о геологических формациях и разнообразие целей их классифицирования . . . . .	50
Соотношение целевых классификаций геологических формаций с общей их систематикой . . . . .	51
Классификации формаций по их структурной приуроченности . . . . .	53
Классификации формаций по некоторым характеристикам их состава . . . . .	58
Обсуждение принципов выделения системных формационных единиц разного ранга . . . . .	60
Критерии обособления наборов горных пород . . . . .	66
Критерии обособления геоформаций . . . . .	71
Проблема обособления магматических формационных единиц разного ранга . . . . .	79
Формационные комплексы и критерии их обособления . . . . .	88
<b>Глава IV. Геоструктурная группа элементов земной коры . . . . .</b>	<b>97</b>
Тектонические комплексы как исходные единицы зонально-этажного расчленения земной коры . . . . .	—
Структурные группы тектонических комплексов . . . . .	100
Плитные комплексы . . . . .	101
Орогенные комплексы (комплексы тектонических впадин и глыб) . . . . .	104
Геосинклинальные комплексы . . . . .	107
Глубинные разломы, их ранговая соподчиненность и общая классификация . . . . .	110
Формационный состав слоистых тектонических комплексов и их систематика . . . . .	118
Слои земной коры . . . . .	129
Соотношение геологических и сейсмических слоев земной коры . . . . .	133
Фациальные изменения в послыном составе областей земной коры . . . . .	136
Континентальная кора . . . . .	137
Океаническая кора . . . . .	139
Промежуточные типы земной коры и общая классификация послыного состава различных ее областей . . . . .	141

Геоструктурные области (геоструктуры) земной коры . . . . .	143
Главные структурные группы континентальных областей земной коры . . . . .	147
Древние и молодые платформы . . . . .	149
Складчатые и рифтовые области . . . . .	153
Общая систематика геоструктурных областей по их внутреннему строению и составу . . . . .	157
Краевые (пограничные) системы структурных элементов земной коры . . . . .	161
Глава V. Глобальная группа структурных элементов Земли . . . . .	164
Структурные элементы вертикального разреза Земли . . . . .	165
Глобальные зоны и сегменты земной оболочки . . . . .	171
Проблема создания оптимальной геолого-геофизической модели строения Земли . . . . .	180
Глава VI. Общая характеристика системы разноранговых элементов Земли . . . . .	186
Сравнительная тектоника структур разного ранга . . . . .	187
Единая ранговая шкала структурных элементов Земли . . . . .	194
Литература . . . . .	198

Олег Алиевич Вотях

## СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ЗЕМЛИ

Ответственный редактор

*Константин Владимирович Боголепов*

Утверждено к печати Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редактор издательства *Е. С. Иванова*

Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*

Художник *В. В. Подкопаев*

Технический редактор *А. В. Семкова*

Корректоры *И. А. Литвинова, Л. А. Щербакова*

ИБ № 10415

Сдано в набор 23.02.79. Подписано к печати 04.12. 79. МН-10304. Формат 70×108<sup>1/16</sup>. Бумага для множительных аппаратов. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 18,9. Уч.-изд. л. 20. Тираж 1850 экз. Заказ № 434. Цена 3 р. 50 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18. 4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

ПЗ

Вып. 445



НАЦИОНАЛЬНОЕ БИБЛИОТЕЧНО-ИНФОРМАЦИОННОЕ ЦЕНТРАЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ