О. А. ВОТАХ

СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ЗЕМЛИ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
Выпуск 266

О. А. ВОТАХ

СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ЗЕМЛИ

(в зонах сочленения платформ и складчатых областей)

Ответственный редактор
К. В. БОГОЛЕПОВ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск·1976

УДК 551.1+551.24(571.5) (65) (47—13)

На примере краевых систем Сибири, юга европейской части СССР и Северного Алжира решаются теоретические вопросы геотектоники, связанные с проблемами выделения в земной коре структурных этажей и формаций, расчленения Земли на структурные элементы разного порядка и построения общей систематики тектонических объектов. Структура зон сочленения описывается по опорным разрезам разного ранга. Высказывается идея периодического изменения (инверсии при переходе из одного ранга в другой) главных структурных свойств: цикличности и направленности, дискретности и связанности. Предлагается один из возможных способов построения общей систематики структурных элементов Земли с обособлением 14 ранговых уровней. Дается систематика тектонических комплексов и геоструктур по структурно-вещественным характеристикам, а также новая поясная конвекционно-сферическая модель планеты, построенная с учетом данных о структуре ее глобальных элементов. Приводится классификация краевых систем по целям их выделения.

Работа рассчитана на геологов и геофизиков, работающих в области общей и региональной геотектоники, а также на лиц других специальностей, интересующихся строением Земли.

В $\frac{20802—799}{055(02)—76}$ 154—75

©Издательство «Наука», 1976.

ВВЕДЕНИЕ

Внутриконтинентальные зоны сочленения платформ и складчатых областей являются весьма удобным объектом для решения целого ряда теоретических вопросов геотектоники, относящихся к проблеме типизации структурных элементов Земли.

Построить общую, или единую, систематику тектонических структур — это значит прежде всего найти правила проведения границ между всеми элементами. В пограничных зонах платформ и складчатых областей с этой проблемой приходится сталкиваться часто, так как здесь структурные элементы земной коры особенно разнообразны.

Создать развернутую во всех звеньях систематику структур Земли сразу невозможно. Разработка данной крупной проблемы займет, очевидно, целый этап в истории геотектоники. Возможны два подхода к решению этой проблемы.

Обычно берется отдельный, сравнительно узкий класс объектов или некоторое их множество, по которому, с использованием регионального или мирового материала, предлагается тот или иной вариант классификации или систематики. Такой подход к решению проблемы в настоящее время стал популярен, видимо, потому, что он уже в значительной мере себя оправдал. Сделано много конкретных предложений по классификациям разновозрастных геоструктур, тектонических комплексов, магматических и метаморфических формаций, самых разнообразных групп осадочных формаций и горных пород. В результате уже в значительной мере создана надежная основа для развертывания отдельных звеньев общей систематики.

Второй подход к решению проблемы тектонической систематики — это поиск ответов на те вопросы, которые затрудняют ее построение, препятствуя увязке отдельных звеньев систематики, предложенных разными исследованиями. Этот второй подход, сравнительно мало апробированный, требует полного охвата объектов в широком диапазоне рангов — от самых мелких до глобальных. В этом его основная трудность. Однако, не преодолев ее, мы вряд ли когда-нибудь сможем создать общую систематику структур Земли и дать ясный ответ на вопрос о том, из каких элементов она состоит.

Предлагаемая работа представляет собой одну из первых попыток реализации этого последнего подхода к решению проблемы тектонической систематики. В ней на конкретном региональном материале по краевым системам западной окраины Сибирской платформы, юга европейской части СССР и Северного Алжира, дополненном литературой по геотектонике, рассматриваются следующие вопросы, имеющие решающее значение для построения общей систематики структурных элементов Земли:

1) соотношение вещественного состава тектонических единиц с их структурой;

2) увязка крупных и мелких тектонических структур, т. е. проблема их ранговой соподчиненности;

3) соотношение латеральной зональности со структурными этажами и слоистыми элементами земной коры;

4) поиск способов построения общей систематики тектонических структур и общей классификации краевых систем.

Первый вопрос в явном виде возник с началом составления мелкомасштабных тектонических карт, когда А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский (1933) обратили внимание на различный вещественный состав плит и геосинклиналей, полагая, что очень трудно допустить, чтобы в геосинклинальных областях отлагались только те породы, что и на платформах.

Второй вопрос возник после того, как для многих территорий были составлены детальные тектонические карты и обнаружилось, что структурные этажи, геологические формации, складки и другие элементы платформ и складчатых областей часто не считаются с границами геоструктур. Это обстоятельство неоднократно приводило к необходимости выбора критериев выделения крупных структурных элементов и принципов их расчленения.

Третий и четвертый вопросы относятся непосредственно к проблеме тектонической систематики, которая, становясь по мере накопления эмпирических знаний все более острой, достигла в текущем десятилетии критического уровня.

Не секрет, что сейчас «геологи перестают понимать друг друга, поскольку под одним и тем же названием они зачастую подразумевают совершенно различные природные явления или объекты» (Богданов и др., 1972, с. 3). Во избежание недоразумений употребляемые в геологических публикациях термины часто поясняются, но этого недостаточно. Дело в том, что о правомерности употребления термина, взятого отдельно, строго судить нельзя. В частности, опыт работы над тектонической терминологией в лаборатории геотектоники (подготовка и издание «Материалов по тектонической терминологии» (1964) и «Справочника по тектонической терминологии» (1970)) показал, что практически невозможно упорядочить системы терминов без предварительного образования упорядоченных систем понятий. Независимых, изолированных понятий и терминов не существует. Каждый термин связан определенными отношениями с другими и тем самым со всей системой, компонентом которой он является. Таким образом, приоритет всегда принадлежит общим законам связи и корреляции, по которым разные понятия объединяются в систему.

Поставленные вопросы и проблемы в целом представляются важными в практическом и теоретическом отношении потому, что любая наука благодаря систематизации всегда приобретает форму, наиболее соответствующую ее общественному предназначению — сохранению и закреплению знаний, их передачи от одних лиц к другим и использованию в практической деятельности.

В данной работе основное усилие направлено на построение систем понятий, а не терминов. Это приходится особо оговаривать, чтобы не вызвать излишних на данном этапе «дискуссий о названиях», многие из которых условны и в будущем могут быть заменены другими.

В последние годы достигнуты известные успехи в изучении геологического строения земной коры океанов, которые привели к изменению традиционного восприятия геологического материала и появлению новых глобальных концепций, получивших название плитной или глобальной тектоники. Поскольку новые факты и идеи, по мнению ряда исследователей, ставят под сомнение некоторые фундаментальные положения классической геотектоники, в работе предпринята попытка построить общую систематику структурных элементов Земли с учетом новейших данных геологии дна океанов. При этом главное внимание уделено поиску позитивных ответов на поставленные вопросы, а не обоснованию лож-

ности или бесперспективности других направлений и способов в научных поисках.

Автор на протяжении пятнадцати лет занимался изучением структурных элементов Земли в краевых системах главным образом по опорным пересечениям, идущим либо от древних и молодых платформ в альпийскую складчатую область, либо от древних платформ в обрамляющие их докембрийские складчатые области.

В 1960—1968 гг. эта работа проводилась в связи с составлением в лаборатории геотектоники Института геологии и геофизики СО АН СССР под руководством Ю. А. Косыгина «Карты докембрийской тектоники Сибири» и «Карты тектоники докембрия континентов». Принимая участие в исследованиях докембрийской тектоники, автор провел маршрутные полевые работы по опорным пересечениям западной окраины Сибирской платформы в пределах Енисейского кряжа, Туруханского и Игарского поднятий и ознакомился с материалами по геологии докембрия Сибирской и Восточно-Европейской платформ.

С 1971 г. исследования зон сочленения платформ и складчатых областей проводились в плане выполнения темы «Принципы тектонического расчленения и районирования земной коры, типы докембрийских и фанерозойских структур», разрабатываемой в той же лаборатории под руководством К. В. Боголепова. По его инициативе в составе темы был обособлен раздел «Типы сочленения древних и молодых платформ со складчатыми областями». В качестве полигона для сравнительного анализа структур были выбраны зоны сочленения Европейской и Скифской платформ с альпийской складчатой областью юга европейской части СССР. Детальное строение этих зон изучалось по опорным пересечениям, проходящим в пределах Юго-Западной Украины, Молдавии и Северо-Западного Предкавказья.

У автора также была возможность заниматься изучением зон сочленения платформ и складчатых областей в Алжирской Народной Демократической Республике в составе группы советских специалистов. Находясь в 1969—1970 гг. в Алжире, он участвовал в составлении подготовленного большим коллективом научно-исследовательского отчета, изданного под названием «Геология и нефтегазоносность Алжирских Атласов» (Алиев и др., 1971; Aliev et al., 1971). Работы в Алжире были направлены на то, чтобы расчленить земную кору по структурно-вещественным признакам, выделив среди тектонических комплексов в первую очередь те, с которыми, вероятнее всего, связаны месторождения нефти и газа. Особое внимание уделено детальному анализу геологической структуры по опорным пересечениям, проходящим через Африканскую и Атласскую платформы, а также Тельскую складчатую область.

Поскольку сравнительный анализ тектоники Северного Алжира, юга европейской части СССР и западной окраины Сибирской платформы сам по себе не является главной целью этой работы, региональный материал в ней распределен по разным главам в соответствии с рассматриваемыми в них вопросами.

Изложенным выше определяется общая композиция работы, состоящей из введения и пяти глав.

В главе I дается краткий обзор представлений о платформах и складчатых областях, а также определяются принципы построения систематики и классификаций. В главе II рассматриваются те объекты, которые геолог непосредственно наблюдает в поле (горные породы, их наборы и формации, структурные этажи), вскрываются различные аспекты понимания формаций и структурных этажей, характеризуются главные структурные свойства минеральных (породных) и формационных элементов земной коры. Глава III посвящена в основном описанию и систематике тектонических комплексов, которые «конструируются» из горных пород, их наборов и элементарных формаций. Глава IV — клас-

сификациям краевых систем. В главе V предлагается один из возможных способов создания общей (естественной, единой, общенаучной) систематики тектонических структур и выносятся на обсуждение принципы построения общей теории строения Земли на базе ранговой системы ее структурных элементов.

Этот труд не мог бы быть написан без содействия моих товарищей по региональным геологическим исследованиям на территории Сибири и юга европейской части СССР Ф. К. Байдова, И. В. Геника, С. И. Горлова, А. И. Дьяконова, Н. В. Ивлева, Г. В. Козлова, В. И. Корнеева, В. П. Крипиневича, В. Н. Любофеева, С. П. Микуцкого, Б. М. Полухтовича, В. Е. Савицкого, Э. И. Сафарова, Б. В. Шибистова, Б. Б. Шишкина.

Ценными для меня оказались консультации и замечания, полученные по разным разделам работы в первой ее редакции от А. И. Анатольевой, П. М. Бондаренко, А. М. Боровикова, Ю. А. Воронина, М. П. Гришина, В. И. Громина, Э. А. Еганова, Л. И. Красного, Ф. П. Кренделева, С. В. Крылова, А. В. Ладынина, И. В. Лучицкого, А. М. Обута, Г. Г. Рempеля, В. А. Соловьева, Э. Э. Фотиади, В. Е. Хаина, Ю. Г. Щербакова, А. Л. Яншина.

С особой благодарностью хочется отметить постоянное внимание и поддержку первого руководителя моих работ Ю. А. Косыгина, а также заведующего лабораторией геотектоники Института геологии и геофизики СО АН СССР К. В. Боголепова и сотрудников этой лаборатории А. К. Башарина, Н. А. Берзина, В. Д. Ермикова, А. Л. Матвеевской, Г. С. Фрадкина, Б. М. Чикова и О. П. Шлыковой. За помощь в оформлении работы и графических приложений я признателен А. П. Иванову, Л. В. Комлевой, Р. А. Тимофееву, Г. Я. Диановой и М. Б. Лимоновой.

Пользуясь случаем, выражаю также свою благодарность дирекции Управления разведки и добычи фирмы СОНАТРАК в лице господина Мегатели и господина Саида за содействие в организации полевых работ в Алжирской Народной Демократической Республике. Особо хочется отметить дружескую помощь, оказанную мне во время работы в этой стране директором «Службы геологической карты» господином О. Мерабетом и сотрудником этого учреждения болгарским геологом Д. Чуневым, которые обеспечили возможность ознакомления с имеющимся в их библиотеке фондом литературы по геологии Северного Алжира. Находясь за границей, автор чувствовал также большую помощь и поддержку со стороны руководителя контакта М. М. Алиева, руководителя группы Алжирских Атласов Э. Ш. Шихалибейли и руководителя подгруппы Р. Б. Сейфуль-Мулюкова. Сердечную благодарность хочется выразить своим товарищам по работе в Алжире О. М. Ахмедову, В. П. Аврову, Г. А. Алексину, В. И. Высоцкому, А. Г. Гасанову, И. В. Горбику, Г. И. Зыкалову, В. И. Короткову, А. П. Морозову, Н. Д. Цуцунаве, Д. П. Окромчедлидзе, В. В. Поповину, Л. С. Тимонину, А. Л. Хаханашвили, с которыми часто приходилось обсуждать спорные вопросы стратиграфии, тектоники и нефтегазоносности страны.

ГЛАВА I

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ТЕКТОНИКИ ПЛАТФОРМ И СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕРМИНОВ «СТРУКТУРА» И «СТРУКТУРНЫЙ ЭЛЕМЕНТ»

Систематика, как и другие разнообразные по своим целевым назначениям классификации, строится для достижения однозначного соответствия между терминами и понятиями: в каждой системе каждое понятие должно обозначаться одним термином.

Первым шагом в этом направлении является уточнение таких самых общих — фундаментальных — понятий, как геологическая (тектоническая) структура и структурный элемент. На этих понятиях базируются все тектонические классификации. С их помощью определяются многие более «узкие» понятия. Формальный анализ определений, приведенный в руководствах и справочниках по тектонике, полностью не раскрывает содержания упомянутых понятий. Чтобы разобраться в различных смысловых значениях терминов «структура» и «структурный элемент» в геотектонике, приходится привлекать сведения о тех конкретных природных объектах, для характеристики которых данные термины применяются.

Структура всегда выделяется либо по структурно-вещественным, либо по каким-нибудь другим, выбранным произвольно, в зависимости от целей исследования, классификационным признакам.

Для описания поверхностной структуры Земли (построения геологических и тектонических карт) структурную характеристику геологи используют примерно с XVIII в., когда Палласом и Соссюром впервые было обращено внимание на правильно-зональное строение горных хребтов. Некоторые особенности строения коры по выходам на дневную поверхность (такие как, например, повторяющаяся последовательность расположения горных пород) определили возможность, за неимением других способов, выделения различных типов тектонических структур по их характеристикам в плане. Так, вероятно, возникло понимание термина «тектоническая структура» «...в смысле конкретных, в большей или меньшей степени обособленных друг от друга участков земной коры, отличающихся от смежных участков определенным сочетанием состава и условий залегания слагающих их пород» (Хаин, 1973а, с. 40). Границы таких структур проводятся по структурным и вещественным характеристикам земной поверхности. Сами подразделения называются тектоническими или структурными зонами, а также структурно-формационными зонами, когда речь идет о зональности в распределении типов горных пород и формаций. Тектоническими структурами являются, в частности, такие крупные подразделения земной коры, как древние и молодые платформы и складчатые (геосинклинальные) области.

По профильным структурным характеристикам (геологическим и геофизическим разрезам, литолого-фациальным профилям) обычно выделяются «слоистые структуры», т. е. структурные этажи разного ранга, слои земной коры, геосферы. Для проведения границ в данном случае также используются структурные и вещественные признаки. По «слоистым структурам» устанавливается вертикальная зональность и степень проникновения региональных тектонических структур на глубину. Например, обособляются глубинные структуры, глубинные коровые

структуры, внутрикоровые, покровные или чехольные и т. п.; различаются слоистые, складчатые, слоистые сферические (для Земли в целом), блоковые и другие структуры (Косыгин, 1969).

По точечным характеристикам пространства обособляются структуры, для которых форма тел и положение в пространстве не имеют существенного значения. С их помощью выделяются и описываются разнообразные формы так называемых «однородных», «простых» или «вещественных» геологических тел: батолиты, дайки, штоки и т. п. Это геологические структуры, главным признаком для выделения которых в тех случаях, когда речь идет о расчленении по структурным или вещественным признакам, является состав горных пород. В других случаях структуры этого типа оконтуриваются условными геологическими границами, положение которых фиксируется распределением значений каких-либо свойств: поверхностью разных значений концентраций вещества, плотности, скорости прохождения волн и др.

Наконец, внутри ранее выделенных слоев или структурных этажей в качестве «объемных» тектонических структур, образующих латеральные ряды, выделяются различные «зоны».

Границы «тектонических», «слоистых», «геологических» и «зональных» структур в упомянутом выше смысле, даже если их проводить по одним и тем же структурно-вещественным признакам, в пространстве часто не совпадают. Деля Землю на «слоистые» элементы (слои земной коры, геосферы и т. п.), мы как бы разрываем вертикальные связи; деля ее на «тектонические» структуры латерального ряда (складчатые области, древние и молодые платформы и т. п.), мы рвем, или оставляем неопределенными, горизонтальные связи. Иными словами, перейти от плоскостных моделей структурных элементов Земли (они обычно представляются в виде тектонических карт и профилей) к объемным моделям не так-то просто: возникает проблема увязки вертикальной и горизонтальной дифференцированности Земли. Трансляция плоскостных моделей структурных элементов Земли в объемные станет возможной, вероятно, лишь в случае нахождения какого-то правила или закона, раскрывающего соотношения между упомянутыми структурами разного вида.

Такую «многозначность» термина «структура» не следует воспринимать как недостаток терминологии, который требуется устранить. Правомерность применения понятия «структура» во всех перечисленных выше значениях подтверждается тем, что они, по существу, не противоречат определению «структуры» в других науках и отвечают современному философскому пониманию её сущности.

Разработка понятия «структура» и структурного пути познания 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; Albert 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. «Структура» в наше время принимается как некое «построение», «соотношение частей», присущее объектам природы: «Выявить структуру объекта — значит упомянуть его части и способы, с помощью которых они вступают во взаимодействие» (Рассел, 1957, с. 248).

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

Из приведенных здесь определений видно, что понятие «структура» содержит в себе три аспекта: это, во-первых, некая конструкция элементов, выделяемая по типам их пространственного расположения; во-вторых, отношение между ними, т. е. некоторый тип связи элементов; 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 одной границы.

Термины «тектоническая структура», «слоистая структура», «геологическая структура» и «зональная структура» во всех принятых здесь значениях вполне отвечают такому принятому во многих науках пониманию «структуры». В тех случаях, когда речь идет о структуре Земли в целом, все ее «структуры» соответственно следует называть «структурными элементами».

«Стало общепризнанным,— пишет К. К. Платонов,— что познать структуру — это 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 может обеспечить движение научного знания» (Платонов, 1972, с. 73).

Понятие «структура» отражает не только статические формы упорядоченности целого, но также и упорядоченность процессов. Оно применимо к любым явлениям и процессам, которые в структурах выражаются. Поэтому использование для описания статической структуры Земли и ее районирования, помимо самих типовых ее структур, таких генетических понятий как «тектонический режим», «геологический режим» и т. п., зачастую является излишним.

Таким образом, термин «структура» в геотектонике, как и в других науках, имеет несколько значений. Сравнительный анализ конкретных примеров показывает, что этот термин может иметь разные значения, зависящие от направлений (векторов, координат), по которым происходят изменения фиксируемых свойств. В региональной тектонике, например, разнообразные «структуры» выделяются по характеристикам пространства в четырех разных видах: 1) в проекции на горизонтальную плоскость (вид сверху); 2) в проекции на вертикальную плоскость (профильный вид); 3) объемной формы простых геологических тел; 4) зональности (фациальной и формационной изменчивости) внутри ранее выделенных слоев и структурных этажей. Соответственно здесь условно различаются: «слоистые», «тектонические», «геологические» и «зональные» структуры и структурные элементы.

ОБЩАЯ СИСТЕМАТИКА И ЦЕЛЕВЫЕ КЛАССИФИКАЦИИ В ГЕОТЕКТОНИКЕ

Чтобы описание структуры Земли на выбранном уровне было упорядоченным, надо от основных (системных) ее структурных элементов отличать наложенные (целевые, классификационные) структурные элементы, которые выделяются по другим признакам и для других целей.

Так, если целым считать земную кору, ее элементами — складчатые области, древние платформы и другие геоструктуры, то области сводовых поднятий и орогенные области К. В. Боголепова (1967), рифтовые системы Е. Е. Милановского (1970), арсигены и рахигены В. А. Дедеева, В. Д. Наливкина и др. (1963), террасинклинальные системы Ю. А. Косыгина и И. В. Лучицкого (1962), глыбовые и глыбово-складчатые резонансно-тектонические структуры Ю. М. Пущаровского

(1971), геосинклинальные рамы В. И. Смирнова (1961), активизированные платформы В. В. Белоусова (1962) и многие другие структурные элементы будут «накладываться» на основные геоструктуры. Увязывать все эти элементы при тектоническом районировании невозможно, так как они образуют системы пересекающихся геологических тел. Поэтому найти место всем «целевым» структурам в общей систематике элементов (она строится по наиболее главным структурно-вещественным признакам) так же трудно, как, например, найти в единой систематике организмов место «пушному зверю» или «водоплавающим». Классификационные единицы подобного рода одновременно могут принадлежать разным классам. Очевидно, что геотектоника в этом отношении должна следовать по пути, уже апробированному в других науках, и так называемую «общую систематику» не смешивать с многочисленными «целевыми классификациями».

Выделение и группирование объектов по структурно-вещественным (систематическим) признакам будем называть общей систематизацией (Драгунов, 1973), а группирование их по любым другим признакам — целевым классифицированием. В соответствии с этим будем различать в структуре Земли системные и классификационные элементы.

С точки зрения формальной логики, «общая систематика» и «целевые классификации» равны: общая систематика тоже строится с определенной целью — расчленить земную кору или Землю в целом таким образом, чтобы полученное множество ее структурных элементов в каждом главном измерении (вертикальном и латеральном) было бы сопряженным. «Различие содержательных аспектов систематики и классификации,— пишет В. И. Драгунов (1971, с. 87),— особенно важно в период становления любой естественной науки, поскольку в формальном отношении их процедуры не различаются и являются процедурами классификационными».

Выделение одной из многочисленных формально равноценных классификаций в разряд ведущей имеет общенаучное значение, так как позволяет «сохранять» объекты исследования независимо от часто меняющихся представлений, например, о генезисе. Польза обособления «общей», «единой», «главной» или естественной систематики хорошо видна на примере «Периодической системы химических элементов», «Системы минералов» и «Систематики организмов и растений».

В зависимости от цели можно строить также различные иерархии природных объектов — «системную» и «целевые». К последним относятся, например, иерархии циклов колебательных движений земной поверхности и моря, коррелятивных астрономических явлений, геоморфологических поверхностей, иерархия градаций (по размерам) геологических тел и продолжительности циклических процессов осадконакопления. Упорядочить все объекты общей систематики, очевидно, можно только на основе системной иерархии, построенной по главным структурно-вещественным характеристикам.

ДВА ПОДХОДА К ОПИСАНИЮ СТРУКТУРЫ ЗЕМЛИ

В качестве основных структурных подразделений на тектонических картах обычно показываются области, сложенные разнообразными сообществами горных пород преимущественно осадочного происхождения: складчатые (геосинклинальные) системы и области, древние и молодые платформы, а также внутренние или межгорные впадины, краевые прогибы, щиты и плиты, для выделения которых используются эталоны или тектонотипы с их статическими характеристиками, т. е. с указанием формационного состава, формы, размеров и структуры. Однако в объяснительных записках к картам, в монографиях и статьях структурные

элементы Земли часто описываются не столько по статическим характеристикам, сколько (а иногда и преимущественно) по генезису и истории развития. Например, в статьях А. А. Богданова, М. В. Муратова и В. Е. Хаина (1963), А. А. Богданова и др. (1972) складчатыми (геосинклинальными) областями называются такие участки земной коры, которым свойственна относительно высокая тектоническая активность. К молодым платформам относятся части коры, завершившие геосинклинальную стадию развития в течение герцинской или каледонской, а в некоторых случаях и байкальской эпохи и характеризующиеся платформенным режимом на протяжении последующих отрезков неогея; древние платформы — части коры, завершившие стадию геосинклинального развития в протерозое или более раннем времени, в основном до начала байкальской — ассинтской тектонической эпохи и на всем протяжении неогея, характеризовавшиеся платформенным режимом.

Некоторые тектонические структуры в этих работах определяются по статическим характеристикам. Так, авлакогены понимаются как относительно узкие, но очень протяженные и достаточно глубокие тектонические рвы или борозды на древних платформах, синеклизы — крупные впадины во внутренних частях платформы, перикратонные прогибы — обширные окраинные участки плит, вытянутые вдоль их внешнего края и т. д.

Двойственный подход к определениям структурных элементов в какой-то мере нарушает необходимое единство принципов районирования и систематики, так как на картах показываются современные структурные элементы, физически представленные природными объектами, а систематика и определения строятся на представлениях о динамике и генезисе этих объектов.

Два таких направления, отвечающих различным целям исследований, уже давно оформились, например, в учении о геологических формациях. Перед одним направлением формационного анализа стоит задача описать и типизировать историю развития различных участков Земли с помощью палеотектонических реконструкций, восстановления разнообразных условий и режимов осадконакопления, магматизма и метаморфизма. В связи с решением этой задачи, в частности, создаются классификации осадочных фаций и формаций по «климатическим» и «тектоническим» факторам (Казаринов, 1958; Наливкин, 1956; Страхов, 1962), схемы районирования по типам тектонических режимов (Спижарский, 1973), выделяются «типы метаморфизма» по минералогическим особенностям, указывающим на режимы давлений (Добрецов, Ревердатто, Соболев и др., 1970), воссоздаются первично-осадочные формации в метаморфических толщах докембрия (Сидоренко, Лунева, 1972), делаются попытки увязать осадочные, магматические и метаморфические формации со стадиями формирования определенных структурных элементов земной коры (Ю. А. Кузнецов, 1964, 1970; Хаин, 1964, 1973а).

Однако при историко-генетическом подходе к описанию структурных элементов Земли возникают трудности, вызванные, в частности, тем, что в ней имеются участки смешанного состава, где присутствуют представители двух, а то и всех трех упомянутых классов формаций. Магматические комплексы и зоны метаморфизма, например, распространены в геосинклиналях и известны в орогенных впадинах и плитах. В этих структурах они являются дополнительными и «вторичными» (по К. В. Боголепову, 1970) компонентами, появившимися после осадочных формаций.

В связи с тем, что магматизм и осадкообразование имеют принципиально различную природу, такие участки смешанного формационного состава особенно трудно представить с помощью генетических моделей. Дело в том, что сочетания магматизма определенного типа с определен-

ными типами осадочных формаций, как об этом пишет Ю. А. Кузнецов (1970), «если и не являются случайными, то, во всяком случае, связи между теми и другими не прямые и весьма отдаленные». Если в образовании осадочных формаций ведущую роль играют процессы, идущие на поверхности, то громадное большинство магм происходит из глубоких слоев Земли. Плюс ко всему процессы магматизма и метаморфизма, накладываясь на осадочные формации практически любого генезиса, изменяют их состав и структуру до такой степени, что реконструкция первичного осадочного состава пород, не говоря уже об их происхождении, иной раз оказывается весьма трудной и даже невозможной.

Все эти обстоятельства способствуют развитию второго направления в изучении формаций и более крупных структурных элементов Земли, сущность которого хорошо выражена словами: «Прежде чем обсуждать общую теорию генезиса, необходимо рассмотреть и классифицировать различные серии пород» (Барт, 1956). Они же наводят на мысль, что основные структурные элементы должны систематизироваться путем выделения их по фиксируемому составу толщ и структуре крупных породных парагенезов.

Среди многоплановых тектонических исследований Ю. А. Косыгин и В. А. Соловьев (1969б, 1974) различают три типа задач: статические, динамические и историко-генетические, которые представляются как задачи по конструированию определенных систем. По Ю. А. Косыгину и В. А. Соловьеву, статические, динамические и историко-генетические системы 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 непроверяемы. Здесь, однако, надо обратить внимание на то, что только статические задачи решаются синхроническим подходом к объекту, а динамические и историко-генетические — диахроническим. Поэтому динамические системы, строго говоря, по своей сущности тоже являются историко-генетическими системами.

Эти два принципиально различных подхода предопределяют необходимость условного разделения «общей геотектоники» не на три, а на две составные части: геотектонику историческую и геотектонику физическую. За исторической геотектоникой остается задача изучения последовательности развития структуры земной коры, установления в этом развитии (путем построения динамических моделей и систем) определенных этапов и стадий (Хаин, 1973а). Физическая геотектоника должна описывать структуру Земли и всех ее элементов по современным физическим свойствам структур.

Признание за физической геотектоникой и за 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.

Каждый из двух отмеченных подходов требует для описания структур своего языка. В геотектонике эти специальные языки в явном виде сейчас не различаются, что приводит к двусмысленности почти всех понятий. Так, термин «платформа» на языке физической геотектоники означает определенную структуру, которая обособляется в земной коре на тех ее участках, где имеются плитные тектонические комплексы в составе чехла и геосинклинальные в составе фундамента. На языке исторической геотектоники «платформа» — это категория, отражающая представления о типе развития участков земной коры. В этих условиях наиболее целесообразно, очевидно, идти по пути разработки двух самостоятельных систем понятий — физической и исторической геотектоники. Поскольку термины всегда являются лишь знаками для высказываний,

не исключается возможность использования в обеих системах одинаковых терминов (Косыгин, Соловьев, 1967).

В данной работе общие вопросы геотектоники рассматриваются с позиций «физического» подхода, призванного описывать структуру Земли независимо от генетических концепций, т. е. без специального рассмотрения причин событий и процессов, без построения ретроспективных динамических систем. Такой подход представляет собой одно из предварительных и обязательных условий не только для применения точных методов математики, но и для построения в дальнейшем генетических моделей и теорий тектогенеза. Ибо совершенно ясно: прежде чем строить разнообразные теории тектогенеза, необходимо знать (уметь распознавать и однозначно выделять) те объекты, генезис которых мы собираемся устанавливать.

В системных исследованиях важны выбор и выделение тех исходных элементов, из которых эти изучаемые объекты строятся. В системе научного языка такими элементами являются исходные понятия, через которые определяются и выводятся все остальные. При этом смысл исходных понятий может быть объяснен по-разному, например заданием эталонного набора образов, которые обозначаются соответствующими терминами. В геотектонике такие эталоны принято называть тектонотипами.

В структуре континентов по тектонотипам, например, выделяются геосинклинальные области, древние и молодые платформы. В соответствии с таким представлением о структуре земной коры на континентах крупные сообщества (комплексы, парагенезисы и ассоциации) горных пород, т. е. осадочные формации, Н. С. Шатским (1963) подразделены на два класса: геосинклинальные и платформенные формации.

Однако как платформы, так и складчатые области не являются элементарными структурными единицами, нацело сложенными тем или иным классом формаций; в фундаментах платформ развиты геосинклинальные комплексы формаций, в состав многих складчатых областей входит смятый в складки и метаморфизованный платформенный чехол, на платформах и в складчатых областях имеются сходные комплексы орогенных впадин, одинаковые магматические и метаморфические комплексы. Следовательно, основу структур различных участков земной коры составляют тектонические комплексы, распределенные в ней в целом независимо от платформ и складчатых областей (Вотах, 1969, 1972; Вотах, Соловьев, 1970). Назовем эти комплексы исходными, или элементарными, и будем считать, что им соответствуют самые крупные парагенезы горных пород — ряды осадочных, гранитно-метаморфических и базальтовых магматических формаций (см. рис. 31, 32).

С помощью элементарных комплексов легко расшифровывается структура всех молодых и древних платформ, а также складчатых областей разного возраста (см. рис. 26, 29). Напомним здесь, что открытие, нахождение или правильный выбор «элементарных единиц» — исходных структурных понятий в любой области знания — считается необходимым условием ее методологического совершенства. Примерами этого служат теоретические разделы кристаллографии, физики, химии, генетики и других наук.

Элементарные комплексы земной коры залегают друг на друге с частичным или полным перекрытием. Такая слоисто-чешуйчатая структура показывается на тектонических картах с помощью понятий о «возрасте» тектонических комплексов или о «тектонических эпохах», таких как альпийская, герцинская, каледонская, байкальская и т. п. (Богданов, 1967; Палей, 1965; Тектоника Евразии, 1966; Тектоника Европы, 1964; и др.). Эти возрастные тектонические категории в отличие от подразделений единой хроностратиграфической шкалы в разных районах могут иметь различный объем, т. е. они отражают не столько «возраст» или

«время» проявления тектонических событий, сколько последовательность в расположении комплексов относительно друг друга. Качественные различия между тектоническими комплексами разного возраста в общих чертах выявлены уже давно. Они обусловлены, в частности, вертикальной зональностью (дифференцированностью) вещественного состава земной коры. По структурным признакам (форме, размерам и пространственному расположению формаций) тектонические комплексы разделяются на четыре типовых ряда: плитные, орогенных впадин, геосинклинальные и глубинных разломов. С их помощью раскрывается общий характер структурной дифференцированности земной коры.

ПЛАТФОРМЫ И СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ — УЧАСТКИ РАЗЛИЧНОГО ТИПА СТРУКТУРНОЙ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Исторически сложилось так, что термином «платформа», введенным в 1900 г. Э. Огом, стали обозначать, с одной стороны, участки земной коры, сложенные в основе своей сильно метаморфизованными и дислоцированными толщами — древними складчатыми или геосинклинальными комплексами, выходящими на дневную поверхность или перекрытыми неметаморфизованными и в общем слабо дислоцированными плитными комплексами, с другой — части континента, перекрытые плитами независимо от того, на чем эти плиты залегают. Важнейшим признаком, по которому с самого начала разделяли платформы на древние и молодые, было различие в структуре их фундаментов. В частности, первостепенную роль древнему (архейскому) цоколю, выступающему из-под чехла платформ, отводил Г. Штилле, который предложил платформы с архейским фундаментом называть «кратонами» (от греч.— сила, крепость), но в литературе для платформ такого типа шире распространился более ранний термин Э. Зюсса — древние платформы.

Эти структурные элементы долгое время определялись через стратиграфические понятия. Формирование их чехла связывалось с началом палеозойской эры, а фундамента — с докембрием. В связи с этим возник вопрос о том, к какой группе платформ — молодых или древних — следует относить территории с байкальским возрастом складчатого основания и не включать ли области байкальской складчатости в состав древних платформ, принимая их за выступы фундамента, т. е. за щиты. Так, на Тектонической карте Евразии (Тектоника Евразии, 1966) складчатые области, возникшие в конце докембрия и в нижнем кембрии (байкалиды), включены в состав фундамента древних платформ, и все платформы разделены на древние и молодые по стратиграфическому рубежу, соответствующему времени байкальской складчатости. С другой стороны, анализируя тектонику Евразии, А. Л. Яншин (1965а, б) пришел к выводу, что области байкальской складчатости следует исключить из состава древних платформ, проведя границу между молодыми и древними платформами по более древнему хронологическому рубежу. Однако проблема осталась нерешенной, так как и в первом и во втором случаях хронологический рубеж между возрастом складчатого фундамента платформ, относимых к древним и молодым, четко прослеживается лишь на отдельных строго ограниченных по своим размерам территориях, т. е. повсеместно не остается одинаковым.

На Европейской, Сибирской и других древних платформах имеются каледонские, герцинские и альпийские плитные комплексы (плиты); в составе их чехла выделяются иногда и байкальские плиты. В истории развития древних платформ соответственно различаются несколько плитных стадий. Правда, все эти стадии некоторыми исследователями рассматриваются как каледонский, герцинский и альпийский этапы

одной продолжительной (от рифея до кайнозоя, около 800—900 млн. лет) плитной стадии. Здесь следует заметить, что в последнем случае нарушается требование ранговой соотнесенности тектонических единиц: альпийский цикл молодых платформ выделяется как самостоятельная плитная стадия, а равнозначные ему циклы (альпийский, герцинский и т. д.) древних платформ — как части единой плитной стадии.

В начале текущего столетия, когда было введено понятие «древняя платформа», предполагалось, что границы этих платформ определяются жестким архейским кристаллическим цоколем. С поступлением новых данных о глубинном строении областей, пограничных с древними платформами, выяснилось, что кристаллический фундамент, погружаясь под краевые складчатые системы, может уходить далеко за пределы платформ. Такие складчатые области, как Енисейский кряж, Верхояно-Чукотская и Патомская, оказываются внутри контура древней платформы, если границы ее определять по площади распространения кристаллического фундамента. В связи с этим Ю. А. Косыгиным и И. В. Лучицким (1961) было предложено некоторые складчатые области выделять в качестве особых структурных элементов древних платформ — перикратонных опусканий. В этой работе показано, что оконтурить древнюю платформу по ее архейскому ядру, а точнее — по вещественной характеристике фундамента, невозможно: западную и южную границы Сибирской платформы пришлось проводить внутри перикратонных складчатых областей по смене формаций (появлению зеленокаменных серий и высоких степеней метаморфизма), а восточную — по внутреннему, приплатформенному краю Восточно-Верхоянской складчатой области. Оказалось, что границы древних платформ, если выделять эти геоструктуры по свойствам какого-нибудь этажа, расплываются и объект как таковой исчезает. То же самое справедливо и для молодых платформ. Когда пытаются установить границы молодых платформ по выходам чехла или фундамента в отдельности (щитам и плитам), они также теряют свою структурную определенность.

Структура чехлов древних и молодых платформ различается не по тектоническим формам (антеклизам, синеклизам, щитам и другим), а по количеству, составу и пространственному расположению «исходных» для них тектонических единиц: комплексов или формационных рядов, отвечающих при рассмотрении истории тектоническим циклам.

Древние и молодые платформы, как и все другие геоструктуры, могут иметь в своем составе однотипные тектонические комплексы. То обстоятельство, что для древних и молодых платформ характерны плитные комплексы, занимающие огромные площади, оставляет неверное впечатление о чрезвычайно большом структурном сходстве этих геоструктур. Это сходство, вероятно, привело к общему для них названию «платформы» (рис. 1) и ошибочному, на наш взгляд, утверждению, что древние и молодые платформы в структурном отношении изоморфны. Структурный изоморфизм означает, что структуры имеют одни и те же элементы, находящиеся в одинаковых отношениях друг с другом (Соловьев, 1974). При сравнении древних платформ с молодыми этого не обнаруживается.

Молодые платформы — это структурные элементы того же ранга, что и древние платформы, а также складчатые области, но принципиально иного типа строения земной коры в ее вертикальном (на всей занимаемой платформой площади, т. е. en mass) разрезе. Количество тектонических комплексов, их состав, структура и характер связи между комплексами в каждом из этих трех типов геоструктур различны.

Фундаменты древних платформ в отличие от фундаментов молодых платформ, например, сложены преимущественно гранитно-метаморфическими комплексами. Они характеризуются в целом более высокой латеральной изотропией (консолидированностью, гомогенностью) и

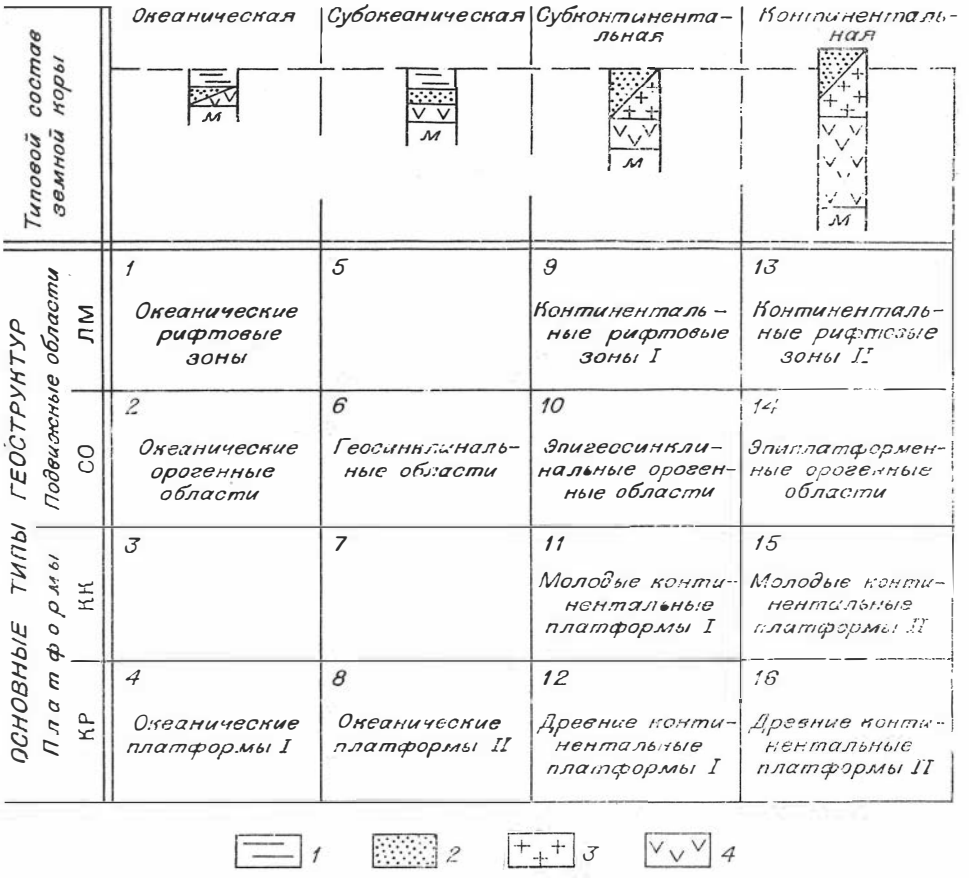


Рис. 1. Основные типы геоструктур земной коры.

1 — водный слой; *2* — осадочный; *3* — гранитный; *4* — базальтовый слой. КР (кратоны) — древние платформы континентов и изоморфные им структуры океанов; КК (квазикратоны) — молодые платформы и их аналоги; СО — складчатые области; ЛМ — линеаменты.

более ясно выраженной вертикальной расслоенностью, которая связана, очевидно, со спецификой регионального магматизма и метаморфизма. Магматические и метаморфические процессы, приводящие к гомогенизации и общему повышению изотропности фундамента древних платформ (образование вулкано-плутонических ассоциаций, включающих кислые лавы, игнимбриты, плутоны гранитов-рапакиви, интенсивно проявленные, в частности, в фундаменте Европейской платформы), получили даже название по синониму древних платформ — кратонизация (Богданов, 1967; Хаин, 1973а).

В фундаментах молодых платформ, помимо гранитно-метаморфических комплексов, широко развиты осадочные и вулканогенно-осадочные тектонические комплексы разнообразного возраста. В фундаменте Скифской платформы, например, присутствуют (см. гл. III) элементы от байкальского до раннекиммерийских включительно. В структурном отношении они более дифференцированы по латерали и менее отчетливо по сравнению с древними платформами расслоены.

Различаются по своему строению и чехлы разновозрастных платформ. Чехлы древних платформ, как правило, состоят из нескольких плитных комплексов. В чехле Европейской платформы, например, имеются каледонские, герцинские и альпийские плиты, отвечающие трем циклам развития этой древней платформы. Чехлы молодых платформ не имеют в своем составе таких широких и пространственно обособленных

структурных элементов. Их структурные элементы относительно редко бывают крупными и изометричными. В чехлах молодых платформ не отмечаются характерные для древних платформ мозаичные чередования крупных антеклиз и сводов, синеклиз и впадин. Здесь чаще наблюдается последовательная смена в пространстве положительных и отрицательных линейных конседиментационных структур, свидетельствующая о том, что общая интенсивность тектонических движений и их дифференцированность на молодых платформах выше, чем на древних (Тектоника Европы, 1964; 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). 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. Унаследованность структурой чехла 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 (Гришин, Пятницкий, Рempель, 1967; Савинский, 1972) небольшая и не идет в сравнение с унаследованностью, наблюдаемой на молодых платформах (Шатский, 1964). Так что степень латеральной дифференцированности у молодых платформ в целом заметно выше, чем у древних, хотя она и не достигает еще того размаха, какой свойствен складчатым областям. Вертикальная расслоенность как фундамента, так и чехла молодых платформ по сравнению с древними понижена, но не до такой степени, какая отмечена в горных складчатых странах. Переходный тип структурной дифференцированности земной коры молодых платформ на континентах проявляется также в том, что они в отличие от древних не образуют самостоятельных массивов материковой коры, а обрамляют древние платформы, заполняя промежутки между ними и складчатыми областями, на что обращают внимание Ю. А. Косыгин (1969) и многие другие исследователи.

Отличительной особенностью всех складчатых (геосинклинальных, подвижных, орогенных) областей является отсутствие в их составе целиком сохранившихся плитных комплексов. Латеральная дифференцированность земной коры в таких областях наибольшая. Правильно-зональное строение складчатых областей (орогенов Л. Кобера и Е. Крауса) издавна служит одним из главных признаков их типизации (Kober, 1942; Kraus, 1960). По этой наиболее общей черте их строения предложены различные схемы внутренней структуры складчатых областей и выделены разнообразные типы структурно-формационных зон (Белоусов, 1962; Бархатов, 1971).

Относительно высокая латеральная дифференцированность земной коры в складчатых областях прослеживается как в геологической истории их формирования, так и в современных движениях. Складчатые области отличаются от платформ не только и даже не столько скоростью движений, сколько их дифференцированностью, проявляющейся в меньшей длине волн поднятий и опусканий (Хаин, 1973а). Сопоставление, например, современных движений Европейской платформы и Японских островов (Мещеряков, 1965) ясно показывает, что с увеличением длины волновых поднятий на платформе заметно уменьшается их относительная высота.

Принципиальные различия в строении участков земной коры, занятых разными геоструктурами, находят также отражение в геофизических полях и сейсмических разрезах. Исследования геофизиков СНИИГГиМСа на примере Западно-Сибирской плиты и ее обрамления, в частности, показали, что геосинклинальные складчатые области (зоны геосинклинального и переходного периодов развития) 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 гранитно-метаморфического слоя, различна мощность всей земной коры в разных блоках и массивах (Моисеенко, 1971; Сурков, 1974).

Другими геофизическими признаками характеризуются древние и молодые платформы. На древних платформах земная кора обладает 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 платформ мозаичны, но невелики по амплитуде и градиенту, земная кора находится в состоянии, близком к изостатическому равновесию (Кропоткин и др., 1971; Структура фундамента..., 1974).

Более дробная и ясная по сравнению с эпигеосинклинальными орогенными областями вертикальная дифференцированность (расслоенность) платформенных участков особенно отчетливо выявляется при сравнении глубинных сейсмических разрезов земной коры, проходящих через геоструктуры разного типа (Белявский, 1974; Борисов, 1967; Вольвовский, 1973; Городницкая, Деменицкая, 1968; Годин, 1969; Крылов и др., 1970; 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 базальтового слоя, рельеф которого слабо расчленен на древних платформах и гораздо сложнее в складчатых областях.

Анализ платформенных структур по данным ГСЗ, проведенный И. Г. Клушиным, В. Д. Наливкиным и Н. В. Шаблинской, показал (Хаин, 1973а), что основные тектонические формы платформ (антеклизы и синеклизы) являются структурами только литосферы; их корни не достигают астеносферного слоя Земли.

Приведенные выше сведения по физическим свойствам геоструктурных элементов Земли позволяют говорить о том, что разновозрастные платформы и складчатые области представляют собой крупные блоки земной коры, различающиеся по степени и характеру ее структурной дифференцированности:

1) древние платформы — это участки земной коры, в которых максимально контрастно проявляется ее вертикальная расслоенность и минимально — латеральная зональность;

2) складчатые области по типу строения земной коры противопоставляются древним платформам; в таких областях контрастно проявляется латеральная зональность земной коры и в целом сравнительно слабо выражена вертикальная расслоенность;

3) молодые платформы выступают как промежуточные между складчатыми областями и древними платформами участки земной коры, в которых оба типа ее структурной дифференцированности (расслоенность и зональность) проявляются в одинаковой мере.

С позиций формальной логики (см. рис. 1) и согласно имеющимся эмпирическим данным эта качественная классификация геоструктур

должна быть дополнена четвертым классом крупных линейных структур, которому отвечают глубинные разломы земной коры — линеаменты.

Разнообразные типы так называемых современных геосинклинальных областей, выделенные в работах В. Е. Хаина (1973а), К. В. Боголепова (1974), Г. П. Леонова (1964, 1974), О. К. Леонтьева (1968, 1971) и др., составят вместе с эпигеосинклинальными складчатыми областями особый вид складчатых областей — геосинклинальные области. Здесь полезно вспомнить, однако, замечание Г. Штилле (1964) и Г. П. Леонова (1974) о том, что геосинклинальными в строгом смысле этого термина можно называть только те области, для которых установлено, что они прошли весь цикл геосинклинального развития — от заложения прогибов до возникновения из них горно-складчатого сооружения, т. е. такие области, которые содержат в своем составе полностью сформированные геосинклинальные комплексы. На этапе погружения и отложения осадков определить природу «подвижных» областей — геосинклинальную или не геосинклинальную — невозможно, так как складчатость осадочных комплексов — единственный свидетель «зрелости» геосинклиналей. Отсюда следует, что «геосинклинальными» в строгом смысле этого слова являются только эпигеосинклинальные складчатые области.

Исследованиями В. А. Обручева (1948), Э. Аргана (1935), Г. Ф. Мирчинка (1940), Е. В. Павловского (1970), В. В. Белоусова (1962), К. В. Боголепова (1967—1969), Л. И. Красного (1972) и многих других показано, что типичные складчатые (подвижные, орогенные) области на континентах могут иметь различный генезис. Они возникают не только в результате проходящих в земной коре геосинклинальных процессов, т. е. заполнения осадками глубоких прогибов земной коры. К повышенной латеральной зональности, характерной для земной коры горно-складчатых областей, приводят и другие тектонические процессы, описанные в литературе под названиями: возрождение гор; переработка платформ; образование глубинных складок, эпигональных и дива-структур, внегеосинклинальных орогенов; аркогенез, дейтерогенез, ревивация, эпиплатформенный орогенез и т. п. процессы, приводящие к высокой подвижности земной коры. Это привело к тому, что выражения «геосинклинальный» и «подвижный» стали употребляться как синонимы.

Идеи о существовании внегеосинклинальных горно-складчатых и других «подвижных» областей появились давно. Их можно обнаружить, как отмечают Ж. Обуэн (1967) и 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 (1974), например, «подвижность» какого-либо участка земной коры «может проявляться различным образом и совсем необязательно, чтобы это проявление отвечало духу классической геосинклинали» (Леонов, 1974, с. 24). Это важнейшее свойство современных геосинклиналей, эпигеосинклиналей и эпиплатформенных областей устанавливается по увеличению латеральной дифференцированности структуры соответствующего участка земной коры.

В связи с этим все типичные образования подобного рода — современные геосинклинали и орогенные эпигеосинклинальные области, эпиплатформенные орогенные области и другие — следует объединить в один класс под общим названием «подвижные (складчатые, орогенные) области». В этом широком классе геоструктур нужно различать, как это предлагают С. С. Шульц (1964), В. Е. Хаин (1964, 1973а), А. Л. Яншин (1965б), К. В. Боголепов (1968) и др., по крайней мере, два-три самостоятельных типа складчатых областей: геосинклинальные, эпигеосинклинальные и эпиплатформенные (см. рис. 1). Эти разновидности подвижных областей иногда выделяются и под другими, более частными или более общими, названиями: протоорогены и дейтероогены,

эпигеосинклинальные и эпиплатформенные орогенные пояса, области и системы геосинклинального и негеосинклинального ряда и т. д. Классическими примерами эпиплатформенных складчатых областей служат Тянь-Шань и Алтай. К числу геосинклинальных (эпигеосинклинальных) относятся рассматриваемые в этой работе альпийские складчатые области юга европейской части СССР и Северного Алжира.

ГЛАВА II

ФОРМАЦИИ И СТРУКТУРНЫЕ ЭТАЖИ В ЗОНАХ СОЧЛЕНЕНИЯ ПЛАТФОРМ И СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

ГЛАВНЫЕ АСПЕКТЫ ПОНЯТИЯ «ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИЯ»

Проблема изучения геологических (петрографических) формаций как структурно-вещественных единиц поставлена Ф. Ю. Левинсон-Лессингом, который писал: «...Естественные сообщества горных пород возбуждают... вопрос о причинах тех или иных сочетаний горных пород и об их генетическом взаимодействии. Таким путем, наряду с описательной петрографией, возникает учение о петрографических формациях и о петрографических провинциях...» (Левинсон-Лессинг, 1933, с. 31). Однако понятие «формация геологическая», содержание учения о геологических формациях, его перспектива в теоретической и практической геологии определены Н. С. Шатским (1939—1961 гг.), которого многие справедливо считают основоположником формационного направления в геотектонике.

Само понятие «формация» имеет гораздо более длительную историю, освещенную в ряде специальных работ (Franke, 1961; Вассоевич, 1966; Справочник по тектонической терминологии, 1970). Первоначально (XVIII—XIX вв.) это понятие было одновременно литологическим, стратиграфическим, структурным и физико-географическим. В дальнейшем (начало XX в.), когда в геологии утвердились различные направления, термин «формация» стал применяться в каждом отдельном направлении в более конкретном смысле. При этом одна часть «формационных» понятий получила чисто стратиграфическое значение (например, каменноугольная и меловая системы, цехштейн), другая стала связываться с определенными тектоническими структурами (флиш или моласса), третья — обозначать разнообразные литологические ассоциации (известняковая и глинистая формации), четвертая — физико-географические условия (формации гумидного и аридного климата) и т. п.

В настоящее время в содержании понятия «формация» можно выделить четыре главных аспекта: тектонический (историко-геотектонический, структурный, стадийно-зональный); петрографический (фациальный, литологический, парагенетический); иерархический; целевой. На первые три аспекта обратили внимание еще в 1953 г. участники Новосибирской конференции по учению о геологических формациях, признавшие три направления в этом учении.

В тектоническом аспекте формации представляются как исторические категории, отражающие динамику развития участков земной коры. В этом аспекте осадочные геологические формации выделяются фактически по типам строения вертикальных (стратиграфических) разрезов,

с помощью которых различаются, например, структурно-формационные зоны, типы тектонических режимов, этапы или циклы, стадии и фазы. Начало тектоническому направлению в учении о формациях положил М. Бертран (Bertrand, 1897), который отнес флиш и молассы к формациям, свойственным определенным стадиям развития геосинклиналей. Это направление в начале XX в. продолжили П. Арбенц (Arbenz, 1919) и Л. Кобер (Kober, 1921).

Тектонический подход к изучению геологических формаций в нашей стране сначала, видимо, разрабатывался М. А. Усовым (1939), который понимал формации как целостные тектонические единицы, разделенные региональными перерывами. Господствовавшее в то время ошибочное представление о синхронности и всеобщности фаз тектогенеза значительно затруднило понимание этого направления. Н. С. Шатский (1963—1965) позже неоднократно подчеркивал, что понятие «формация» является прежде всего тектоническим, ибо формации связаны с определенными структурами.

На тесную связь осадочных формаций с тектоническими структурами (с определенными стадиями геосинклинального цикла) указывали также В. В. Белоусов (1962), И. В. Лучицкий (1971), В. Е. Хаин (1964, 1973а, б) и многие другие. В. Е. Хаин (1973б), в частности, к основным признакам формаций относит все главные критерии, характеризующие структуру формаций: набор определенных пород (литофаций), характер их переслаивания, форма тела. По этим критериям фактически выделяются все тектонические типы формаций, такие как аспидная, флишевая, молассовая, платформенная карбонатная формация и формация рифовых известняков, порфировая, спилито-кератофировая и другие формации. К сожалению, структуры формаций изучены менее полно, чем их вещество (Громин, 1974).

На Ленинградском совещании по проблеме «Геологические формации» 21—24 мая 1968 г. этот первый аспект выделения формаций был обособлен как геотектоническое, или стадийно-зональное, направление. В тектоническом аспекте геологические формации выступают как «тектонические тела», как инвариантные (нейтральные) по отношению к веществу типы строения формационных единиц.

То обстоятельство, что структурные признаки при выделении формаций являются ведущими, делает формационный анализ основным методом решения ряда важнейших вопросов геотектоники, к числу которых относятся и задачи по реконструкции тектонических режимов геологического прошлого.

Петрографический аспект понятия «геологическая формация», идущий от работ Н. С. Шатского и Н. П. Хераскова, предполагает адекватный подход к изучению формаций и горных пород. Формации понимаются как более или менее однородные по составу литологические комплексы. «Горная порода, — писал Н. П. Херасков (1967, с. 18), — является парагенезисом минералов, а формация — парагенезисом пород. Подобно тому, как горные породы характеризуются и систематизируются, исходя из минералогического состава и строения (структуры и текстуры), точно так же должны характеризоваться и систематизироваться по своему составу и строению формации». 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». Разные виды формаций выделяются эмпирически; образование таких формаций зависит от целого ряда факторов, среди которых важнейшими являются климат и тектоника, определяющие структуру и вещественный состав парагенезов. Этот аспект в изучении формаций наиболее полно раскрывается фациальным анализом

формаций (Наливкин, 1956; Страхов, 1962; Попов, 1955, 1966). При этом формацию понимают иногда как фацию — обстановку условий осадконакопления. Климат считается главным фактором, определяющим типы литогенеза. Формации, как и горные породы, в петрографическом аспекте выступают как определенные «геологические тела», вещественный состав которых до некоторых пределов нейтрален по отношению к их форме и пространственным параметрам, т. е. в конечном счете к структуре.

Ранговый (иерархический) аспект в качестве самостоятельного направления в изучении геологических формаций был подчеркнут В. И. Поповым (1955) на Новосибирском совещании в 1953 г. Сторонники этого направления еще тогда не без оснований считали, что два других направления (тектоническое и петрографическое) являются частными случаями этого третьего направления в том смысле, что разобраться в формациях можно, лишь решив общую для всех аспектов иерархическую проблему. Они обратили внимание на то, что горные породы, формации и все более крупные тектонические единицы, вплоть до осадочного слоя земной коры, находятся в ранговой зависимости. В последние годы этот аспект снова стал предметом обсуждения в литературе в связи с проблемой об уровнях организации вещества (Басков, Васильев и др., 1971; Драгунов, 1973; Круть, 1973; Цейслер, 1964).

Целевой аспект содержания понятия «геологическая формация» стал очевидным благодаря попытке построить формальные основы учения о формациях, предпринятой Ю. А. Ворониным и Э. А. Егановым (1968, 1972). Проанализировав с позиций формальной логики базисные понятия этого учения и существующие классификации, они обнаружили явную зависимость результатов формационного анализа от целей исследований. Это привело к выводу о том, что единых «естественных», независимых от способа выделения и от устремлений исследования, 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 — вот сущность требования целесообразности, без соблюдения которого формализация учения о формациях невозможна. Любая классификация, согласно исследованиям Ю. А. Воронина и Э. А. Еганова, является специализированной. С этим последним 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 цели и задачи научных исследований исключительно разнообразны и к тому же непостоянны во времени. Так что построение для каждой цели отдельной систематики неизбежно привело бы нас к «потере» или «распылению» объектов исследования. Тем самым были бы нарушены другие важные требования — требования оптимизации и интеграции, согласно которым структура научного знания должна быть предельно «простой» и «экономичной».

По этой причине вывод, что «единственная возможность действительного совершенствования учения о формациях и формационного анализа заключается в отказе от гипотезы о существовании универсального «естественного» формационного расчленения земной коры...» (Воронин, Еганов, 1968, с. 39), приходится признать ошибочным.

Имеется другая возможность упорядочения формационных понятий, которая не противоречит требованиям формальной логики и отвечает всем основным принципам построения научного знания. Она заключается в том, что среди равноправных в формальном отношении классификаций в качестве универсальной классификации, т. е. естественной, всеобщей систематики, выбирается (иногда интуитивно) классификация, обладающая наиболее широкой практической значимостью.

В учении о геологических формациях, как и во многих других областях естествознания, при выборе такой универсальной классификации предпочтение целесообразно отдавать понятийным системам, характеризующим структуру и вещественный состав. Таким способом, в частности, удалось на деле обойти «кризис целесообразности» при изучении специализированных групп магматических, рудных, соленосных и красноцветных формаций. Свободный выбор специализации по целям или регионам — необходимый этап в работе по типизации геологических формаций. Это, конечно, не означает, что все специализированные по разным целям группы обязательно «совместятся» с теми или иными подразделениями общей систематики: они будут им соответствовать в той мере, в какой их специализация связана с веществом и структурой.

Целесообразность выделения структурных элементов именно по вещественному составу обусловливается главной практической задачей геолога — поиском полезных ископаемых. Эта народнохозяйственная задача и определяет то обстоятельство, что «...районирование именно по вещественному составу оказывается наиболее жизненным» (Косыгин, 1969, с. 351). Остается только добавить, что расчленение по структурно-вещественным признакам так же широко применяется в решении практических задач инженерного использования земного пространства.

На примере классификаций, построенных с целью экстраполяции в глубь геологической истории современного литогенеза (Страхов, 1962) и современных геологических условий отложения осадков (Наливкин, 1956), А. Л. Яншин (1972, с. 11) показал, что структурно-вещественный подход к выделению формаций является «несовместимым ни с каким другим подходом к выделению и классификации формаций».

Справедливость этого вывода видна также на примере домезозойских красноцветных формаций, изученных 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. А. И. Анатольевой (1972), в частности, выделены осадочные и вулканогенно-осадочные красноцветные формации, терригенные бескарбонатные и терригенные карбонатные красноцветные формации. Эти примеры типизации красноцветных формаций по парагенезам пород и особенностям состава ясно показывают, что группа красноцветных формаций, как целостная классификационная единица, в какую-либо структурно-вещественную единицу общей систематики полностью не укладывается: группу красноцветных формаций приходится собирать по признаку красного цвета из осадочных, вулканогенно-осадочных, терригенных и других формаций.

Многие исследователи (Драгунов, 1968, 1973; Крашенинников, 1968, 1971; Хаин, 1973б) считают, что классификация формаций в принципе возможна по любому признаку, но «ведущими» называют набор слагающих формацию пород и ее внутреннее строение. Важное значение придается форме и объемным параметрам формационного тела.

Единственно возможным универсальным классификационным критерием для всех петрографических категорий геологических формаций (осадочных, магматических и метаморфических), по В. Е. Хаину, например, может служить только структурный признак — тектонические условия образования формаций. Преимущество всеобщей классификации на структурной основе состоит в том, что она определенным образом дисциплинирует само выделение формаций: число формаций должно примерно соответствовать числу клеточек, отвечающих основным структурным элементам земной коры (Хаин, 1973б).

Близкого взгляда в отношении классификации осадочных формаций придерживается Г. Ф. Крашенинников (1968, с. 14): «В зависимости от степени изученности региона и конкретных задач исследования воз-

можно выделение и классификация формаций по разным признакам». Среди многочисленных целевых классификаций «исходной должна быть классификация, основанная ... на вещественном составе и строении разреза» (Там же, с. 15).

Главные аспекты содержания понятия «геологическая формация» (тектонический, петрографический, ранговый и целевой) не следует путать с разнообразием целевых установок или задач, от которых зависит выбор признаков обособления специализированных групп. Все целевые классификации должны быть строго разделены по задачам. Соединение всех целей исследования формаций или комбинирование этих целей в одной классификации ради «наиболее объективного решения вопроса», как справедливо замечают К. В. Боголепов (1970) и А. Л. Яншин (1972), недопустимо. Другое дело — аспекты смыслового содержания термина «геологическая формация». Как разные грани одного понятия, они должны рассматриваться вместе и учитываться в каждой классификации.

Так, Н. С. Шатский, акцентировавший в своих трудах основное внимание на петрографическом, или парагенетическом, аспекте понятия «геологическая формация», одновременно видел, как и многие его последователи, связь этого аспекта с тремя другими: тектоническим, иерархическим и целевым. Широко известны его слова о том, что «понятием формации советские геологи вводят в науку новый тип геологических тел, который до сих пор не изучался... В нем соединяются и литологический, и стратиграфический, и тектонический подходы» (Шатский, 1965, т. III, с. 12). Н. С. Шатский, с одной стороны, разделял с А. Д. Архангельским идею о прямой зависимости литологических парагенезисов от геоструктур и признавал плитные (платформенные), геосинклинальные и орогенные классы осадочных формаций. Он писал: «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). С другой стороны, в сочинениях Н. С. Шатского отражена некоторая неудовлетворенность таким прямым совмещением тектонического и петрографического аспектов содержания понятия «геологическая формация», при котором все плитные парагенезы без исключения в литологическом отношении противопоставлялись геосинклинальным и орогенным. «Мы здесь заранее предопределяем, — писал Н. С. Шатский (1965, т. III, с. 11), — что формации, обнаруживающиеся в геосинклиналях, не могут встречаться на платформах. ...Для меня совершенно очевидно, что эта классификация неудовлетворительна». Классификации формаций, построенные по одним тектоническим, т. е. структурным, критериям, Н. С. Шатский называл надуманными и односторонними. Такое противоречивое отношение к тектоническому аспекту понятия «формация геологическая» можно объяснить тем, что значение этого аспекта для выделения формаций было уже тогда очевидным, но вопрос о том, как связан он со всеми другими аспектами, в том числе и с петрографическим аспектом, оставался еще неясным.

Идея, согласно которой формации геосинклинальных комплексов петрографически всегда отличаются от плитных (платформенных) формаций, региональными исследованиями не подтвердилась. Появились факты, свидетельствующие о том, что отдельные геосинклинальные комплексы по набору петрографических формаций, по составу своих формационных рядов могут отличаться один от другого в бóльшей степени, чем от плит. Благодаря тектоническому аспекту формационные ряды стали различаться по структуре — форме, пространственным параметрам, типу формационных решеток, а не только по петрографическому соста-

ву. Выделяемые по формациям «тектонические этапы» приобрели соответственно более ясный структурный смысл.

Неудовлетворенность использованием в классификациях формаций таких «тектонических» понятий, как «тектонический этап» и «тектонический цикл», выражена во многих работах. 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».

Современные материалы по истории геологического развития геосинклинальных областей это полностью подтверждают. Однако приведенное высказывание не должно служить поводом для отказа от использования «так называемого тектонического принципа» в классификациях формаций и для отрицания «этапов» как таковых. Когда речь идет о разрезах осадочных толщ, выделение «тектонических этапов» неразрывно связано с обособлением геологических формаций как целостных структурных единиц. Этапы, как и формации, по которым их выделяют, прежде всего должны классифицироваться по структурным и вещественным характеристикам и лишь потом — по их последовательности. В большинстве случаев на практике так и делается, о чем говорят «...нередко встречающиеся, особенно в зарубежной литературе, названия "флишевая стадия", "молассовая стадия" и т. п.» (Хаин, 1973б, с. 11). Классификация формаций и этапов только по их положению в типовых формационных рядах (деление на формации начального, среднего, позднего и заключительного этапов развития геосинклиналей и плит) для описания вещественного состава и структуры земной коры дает не больше, чем любая другая классификация, основанная на последовательности в залегании или геологическом возрасте.

Таким образом, тектонический аспект геологических формаций дискутируется до сих пор в связи с тем, что характер его соотношения с другими аспектами, особенно с петрографическим, остается невыясненным.

Иерархический и целевой аспекты содержания понятия «геологические формации» практически также учитываются во многих построениях. Правда, терминология таксономических единиц и их количество у разных исследователей не всегда одинаковы. Между тем необходимость согласования терминов, обозначающих формации, стала очевидной уже в международном масштабе, так как представление о парагенезе пород, который имел в виду Н. С. Шатский, уже распространилось по всему миру (Лучицкий, 1973).

Решать этот вопрос следует, вероятно, исходя из соображений исторической преемственности понятий, и замену терминов в связи с изменением их содержания нельзя считать целесообразной.

Ранговая (иерархическая) шкала формаций в отрыве от целевого тектонического и петрографического аспектов точного содержательного смысла также не имеет. Ставя разные цели и не различая их в ходе расчленения разрезов, можно получать самые разнообразные варианты «закономерного» и «естественного» комбинирования элементов по их соподчиненности. Поэтому в литературе по региональной геологии можно найти примеры, когда общее число иерархических или «порядковых» единиц, выделяемых между «горной породой» и «тектоническим комплексом» (циклом, формационным рядом), намного превышает известную формационную триаду Н. С. Шатского: генетические типы отложений или наборы пород (1), элементарная формация (2), группа формаций (3).

Таблица 1

Соотношение ранговых элементов Земли с порядками цикличности разнообразных геологических процессов и явлений

Цикличность геологических процессов, по В. Е. Хаину, 1973								Ранговые элементы и их порядковый номер, по О. А. Ботаху, 1973
Порядок циклов	Продолжительность цикла в годах (в скобках — мощность в геосинклиналях по И. А. Вылцану)	Стратиграфические эквиваленты	Тектонические периоды	Отражение в осадконакоплении	Отражение в геоморфогенезе	Другие геологические явления	Коррелятивные астрономические явления	
1	$500—600 \cdot 10^6$	Надгруппы	Мегациклы	Серии формационных рядов				Мегакомплексы (IX)
2	$150—200 \cdot 10^6$	Группы	Циклы	Формационные ряды			Полупериоды обращения солнечной системы по галактической орбите	Тектонические комплексы (VIII)
3	$30—60 \cdot 10^6$	Системы	Субциклы	Формации и их малые ряды	Поверхности выравнивания		Полупериоды пересечения солнечной системой плоскости галактики	Группы формаций (VII)
4	$10—20 \cdot 10^6$ (2000—3000 м)	Отделы (серии)	Эпохи	Субформации		Ледниковые периоды		Элементарные формации (VI)
5	$4—7{,}5 \cdot 10^6$ (500—800 м)	Ярусы (свиты)	Фазы	Циклотемы молассовых формаций	Морские и речные террасы			
6	$1{,}5—2 \cdot 10^6$ (120—180 м)	Подъярусы (подсвиты)	Подфазы					пород (V)
7	$350—500 \cdot 10^3$ (25—35 м)	Зоны (горизонты)						

8	85—140·10³ (6—10 м)				Ледниковые и межледниковые эпохи	Изменение наклонения эклиптики (?)	Порядки (IV) Факторы порчих
9	25—40·10³	Пачки	Циклотемы угленосных и соленосных формаций				
10	6—15·10³ (0,2—?м)	Пакеты	Циклотемы (ритмы) флишевой формации		Стадии отступания и наступания ледников		
11	1,5—4,0·10³ (0,1—0,7 м)	Пласты (многослои)	Микроритмы			Изменения приливообразующей силы Луны (?). Колебания солнечной активности	
12	400—600	Слои					
13	170—200	Слойки				Обращение Земли вокруг Солнца	
14	35—50	Микрослойки					
15	11	Варвы					

Чрезмерная дробность деления на соподчиненные единицы нередко вызвана стремлением исследователей произвести расчленение «объективно», т. е. всесторонне, по многим признакам одновременно. Однако такие ранговые единицы, выделяемые с различной целью, в общем случае не совмещаются, что видно, в частности, на таблице цикличности разнообразных геологических процессов (табл. 1). По этой таблице получается, что между тектоническими комплексами, т. е. формационными рядами и горной породой — слоем, должны располагаться девять порядков цикличности. Если расчленять разрезы, выделяя порядки ритмов не только по типам чередования горных пород, но и по «контактам размывания», как это делает, например, И. А. Вылцан (1974), то только в составе одной свиты (элементарной формации) можно выделять пять и более порядков ритмичности, тогда как у Н. С. Шатского породы отделены от элементарной формации лишь наборами горных пород. Действительно, любую колонку, в которой чередуются, скажем, три породы (пусть ими будут песчаник, алевролит и глинистый алевролит) можно расчленять на «повторяющиеся» элементы-ритмы. Можно выделить ритмы с минимальным содержанием однородных слоев, с максимальным числом однородных сочетаний, но без песчаников в основании, с максимальным числом и обязательно с песчаником в основании, с песчаником и следами размывов в основании и т. д. При этом отдельные части разреза можно соподчинять либо по нахождению одних элементов разреза в составе других, либо путем выделения некоторых «контактов с размывом» в ранг надпорядковых границ, либо по всем этим свойствам разреза.

Такое максимально дробное выделение порядков соподчиненности как один из способов детального расчленения монотонных толщ, несомненно, имеет большое значение для стратиграфических построений и детального описания истории формирования разрезов. Однако для расшифровки структуры осадочных толщ все эти порядки ритмов не являются оптимальными: появляются границы, при переходе через которые структурные и вещественные характеристики практически не меняются. Переходы в такие ритмы разного порядка не всегда сопровождаются явными преобразованиями в структуре или петрографическом составе.

Итак, понятие «геологическая формация» приобретает более строгий смысл тогда, когда в нем обособляются тектонический, петрографический, ранговый и целевой аспекты содержания. Классифицировать формации в принципе можно по любому признаку. Важно, чтобы все специализированные классификации формаций (геохимических, метаморфических, рудных, красноцветных, соленосных и других) были так или иначе соотнесены с общей систематикой геологических формаций и других структурных элементов Земли. Такое соотнесение позволит, как нам представляется, объединить все специализированные знания в единую систему на прочной основе общности объектов исследования. Это хорошо видно на примере рудных и магматических формаций, классификации которых создаются (В. А. Кузнецов, 1973; В. А. Кузнецов, Дистанов, Оболенский и др., 1966; Ю. А. Кузнецов, 1964) в тесной связи с тем общим представлением о формациях, которое в геотектонике разрабатывалось Н. С. Шатским (1963—1965), Н. П. Херасковым (1967) и др.

«При выделении конкретных геологических формаций и определении их принадлежности к тому или иному формационному типу, — пишет В. А. Кузнецов (1973, с. 309),— важнейшим признаком должен быть именно вещественный состав формации, т. е. реальный объект исследования». С помощью рудных формаций, их наборов (групп) и рядов, в частности, определяется металлогенический профиль разнообразных геологических объектов, т. е. специализированно изучаются те же самые структурно-вещественные единицы земной коры, которые используются в целях общего тектонического анализа.

К МЕТОДИКЕ ВЫДЕЛЕНИЯ СТРУКТУРНЫХ ЭТАЖЕЙ

При описании тектоники какого-нибудь района, где развиты преимущественно осадочные породы, в качестве структурных этажей обычно выделяют комплексы различного стратиграфического объема, связанные между собой единством структурного плана и отделяющиеся друг от друга перерывами в осадконакоплении, отражающими определенные этапы тектонической эволюции (Богданов, 1963). Такое понимание структурных этажей весьма подходит для характеристики практически любого района распространения осадочных толщ, так как почти в каждом разрезе по перерывам в осадконакоплении можно выделять этажи, соответствующие основным этапам тектонического развития. Однако в тех случаях, когда монотонный разрез осадочного чехла замещается снизу метаморфическими породами, только что приведенное определение структурных этажей оказывается неприемлемым.

Методика выделения структурных этажей в областях развития метаморфических толщ, как это видно на примере работ по тектонике докембрия Восточной Гренландии, принципиально отличается от выделения структурных этажей в понимании А. А. Богданова (1963). По Е. Вегману (Wegmann, 1935), например, в глубинных складчатых комплексах могут быть выделены нижний (Unterbau-Infrastruktur) и верхний (Oberbau-Suprastruktur) структурные этажи, разделенные местами переходной зоной смятия.

Подобно структурным этажам в неметаморфизованных комплексах, эти этажи также обладают совершенно различными стилями тектоники. Они отличаются степенями метаморфизма, дислокациями и структурными планами. Однако в историко-генетическом смысле каждый такой этаж в отдельности не всегда соответствует определенному этапу осадконакопления. Эти этажи могут оформиться в процессе последней складчатости и принадлежать одному седиментационному циклу. Граница между ними может, в частности, соответствовать фронту мигматизации, поверхность которого не совпадает с границами структурных этажей, выделяемых в осадочных толщах по перерывам и несогласиям. На примере многих складчатых систем видно, что нижняя граница таких этажей на одних участках совмещена с фронтом метаморфизма, на других — сопровождается угловыми несогласиями, на третьих — соответствует стратиграфическому несогласию.

Таким образом, распространенные в литературе различные значения термина «структурный этаж» в целом отвечают двум типам границ между этажами — резкостным и постепенным. При изучении осадочных толщ обращается главное внимание на резкостную (перерыв и несогласие) границу, а в метаморфических комплексах видятся постепенные границы, связанные с фронтом метаморфизма.

Попытка использовать «осадочное» понятие «структурный этаж» для расчленения метаморфических толщ при составлении «Карты тектоники докембрия континентов» (1972) привела к необходимости расширить смысл этого термина за счет охвата того понимания структурных этажей, которое распространено в региональных работах по тектонике областей развития метаморфических толщ. В соответствии с двумя значениями, традиционными для районов с различным геологическим строением, структурные этажи были определены как комплексы горных пород, обладающие одинаковыми на значительной площади особенностями состава и строения, независимо от амплитуды хроностратиграфического «скольжения» их границ, а также от наличия или отсутствия перерывов и несогласий в основании этажей (Вотах, 1970; Вотах, Соловьев, 1970).

Стремясь к удобному для структурного анализа применению понятия «структурный этаж» в строго определенных и узких границах, А. А. Богданов (1963) предлагал закрепить термин «структурный этаж» только за сравнительно небольшими структурными подразделениями, представленными одной или несколькими родственными формациями, с чем трудно согласиться. В складчатых областях и на платформах издавна выделяются структурные этажи нескольких порядков, в том числе и очень крупные (табл. 2).

Значение структурных этажей I порядка на платформах имеют мегакомплексы в понимании А. А. Богданова (1963), т. е. фундаменты и осадочные чехлы платформ; в частных случаях структурные этажи этого ранга могут быть представлены слоями земной коры: осадочным, гранитным и базальтовым.

Таблица 2

Ранговые порядки структурных этажей на платформах и в складчатых областях

Ранговый порядок структурных этажей	I	II	III	IV	V
Принятые обозначения	Мегакомплексы — слои земной коры	Латеральные ряды тектонических комплексов	Формационные этажи	Подэтажи	Части этажей

В качестве структурных этажей II порядка могут выступать латеральные ряды тектонических комплексов, например каледонские, герцинские и другие многогеосинклинальные комплексы и их аналоги в платформенных чехлах — плитные и орогенные комплексы соответствующих циклов. В этой шкале собственно «структурные этажи», как их понимал А. А. Богданов (1963), отвечают структурным этажам III порядка. Они охватывают одну или несколько близких формаций, т. е. представлены в основном латеральными рядами элементарных формаций и в этом смысле являются формационными структурными этажами. Их можно, по А. А. Богданову, подразделить на подэтажи и части этажей, которые будут иметь IV и V порядок величины.

Структурные этажи, как и геологические формации, сначала выделялись без учета ранговой соподчиненности. Необходимость в построении рангового ряда структурных этажей становилась очевидной по мере того, как во многих районах были выделены структурные единицы разного порядка величины. Каждый структурный этаж, как известно, состоит либо из одного «слоистого» элемента Земли, либо из латерального ряда тектонических единиц того или иного ранга, так что соподчиненность структурных этажей устанавливается фактически по соподчиненности тех элементов, из которых этажи состоят. Следовательно, выделить структурный этаж — значит наметить по какой-нибудь общности свойств некоторый латеральный ряд структурных элементов определенного ранга.

СООТНОШЕНИЕ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ФОРМАЦИЙ С ИХ СТРУКТУРОЙ В ОПОРНЫХ РАЗРЕЗАХ ЗОН СОЧЛЕНЕНИЯ ПЛАТФОРМ И СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Характер соотношения вещественного состава формаций с их структурой может быть выявлен, очевидно, путем рассмотрения на примере конкретных разрезов следующих вопросов: 1) соотношение петрографических формаций с составом и структурой осадочных циклов; 2) состав и структура латеральных формационных рядов (в разных этажах) при переходе их из платформы в складчатую область; 3) формационная зональность складчатых (геосинклинальных) комплексов и фациальная изменчивость некоторых элементарных формаций. В качестве главного примера для рассмотрения первого вопроса лучше всего подходят разрезы докембрия юго-восточной части Енисейского кряжа и Туруханского поднятия, осадочные формации, серии и циклы которых достаточно детально изучались многими исследователями, в том числе и автором этой работы. Второй вопрос решается в основном на примере наиболее полно освещенной глубоким бурением зоны перехода Скифской платформы в складчатые области юга европейской части СССР. Третий — на примере мезозойских толщ Тельской складчатой области, основные черты структурно-фациальной зональности и фациальной изменчивости которых прослежены на всей ее территории.

Петрографические формации и осадочные ритмы в докембрии Енисейского кряжа и Туруханского поднятия

Из обзора схем формационного расчленения докембрия Енисейского кряжа, составленных М. А. Семихатовым (1962), И. В. Воробьевым (1964), Д. И. Мусатовым и М. И. Волобуевым (1964), Б. М. Келлером (1973) и др., видно, что одни и те же докембрийские толщи юго-восточной части Енисейского кряжа (рис. 2, табл. 3) часто рассматриваются как различные формации. Не только не совпадают

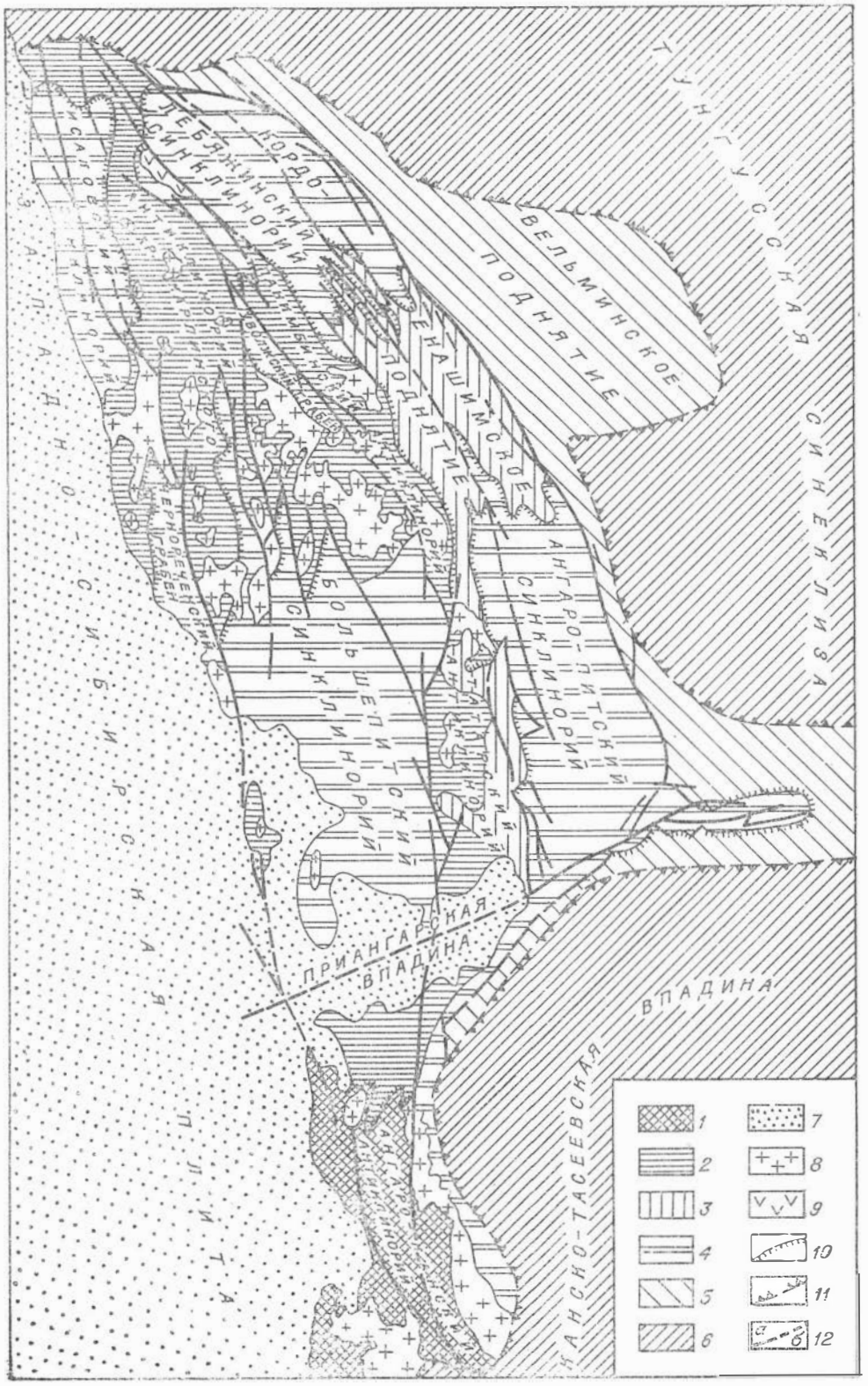


Рис. 2. Тектоническая схема Енисейского кряжа. Составлена О. А. Вотахом (1966).

Тектонические формы докембрийского структурного этажа: *1* — антиклинории, сложенные археем; *2* — антиклинории, сложенные нижним протерозоем и частично верхним протерозоем; *3* — поднятия, сложенные сухопитской серией; *4* — синклинории и грабены, выполненные преимущественно тунгусикской, ослянской, тасеевской сериями и частично палеозоем. Тектонические формы палеозойских и мезозойских структурных этажей: *5* — поднятия, сложенные кембрием; *6* — синеклизы и впадины, сложенные верхним палеозоем; *7* — впадины, выполненные мезозоем и кайнозоем; *8* — докембрийские и более молодые гранитные массивы; *9* — трапповые тела на территории кряжа; *10* — контуры синклинориев и грабенов; *11* — контуры Енисейского кряжа (по кровле кембрия); *12* — разломы (*а* — достоверные, *б* — предполагаемые).

Геологические формации и серии

Стратиграфические подразделения и возраст границ в млн. лет		Свиты	Группы формаций, тектонические комплексы (по О. А. Вотаху)			Формации по М. А. Семихатову (1962)	
Верхний протерозой	Нижний кембрий 500±50	Тасеевская серия	Климентская и островная	Верхнемолассовая	Плитный комплекс	Нижнекембрийские формации	Эвапоритовая соленосно-карбонатная
			Мошаковская				Верхняя красноцветная молассовидная
	620±50		Чистяковская				Глауконитовая песчано-аргиллитовая
		Ослянская серия	Алешкинская	Нижнемолассовая	Орогенный комплекс		Базальная красноцветная молассоидная
	850±70		Дашкинская				
			Нижнеангарская				
		Тунгусикская серия	Дадыктинская / Серого ключа — Киргитейская	Флишевая группа		Рифейский формационный комплекс	
			Шунтарская				
	1000±80		Джурская / Красногорская — Потоскуйская				
		Сухопитская серия	Аладинская	Аспидная группа	Миогеосинклинальный комплекс		
			Карточки				
			Погорюйская				
			Удерейская				
	1500±100		Горбилокская				
		Тейская серия	Кординская		Комплекс основания		
			Пенченгинская				
			Хребта Карпинского				

Таблица 3

в протерозое Енисейского кряжа

Формации и комплексы по И.В. Воробьеву, 1964 г.			Формации, их группы и ряды по Д.И. Мусатову и М.И. Волобуеву, 1964 г.			Осадочные серии по С. П. Микуцкому, В. И. Бгатову, А.В. Благодатскому, А.В. Лесгафту и др., 1964 г.
			Карбонатно-соленосная (карбонатно-эвапоритовая)			VI
Молассовая			Геосинклинальный ряд формаций	III группа	Красноцветная подформация	V
					Сероцветная подформация	
					Красноцветная подформация	
Комплекс периода расчленения геосинклинали	Известняковая			II группа		IV
	Собственно флишевая субформация	Флишевая			Подформация карбонатного флиша	III
					Подформация терригенного флиша	
	Флишоидная субформация				Органогенная (водорослевая подформация или известняковая формация)	II
					Флишоидная подформация флишевой формации или формации кварцевых песчаников	
Комплекс начального развития геосинклинали	Аспидная				Известняковая геосинклинальная формация с подформацией пелитоморфных известняков	I
					Субфлишевая формация кварцевых песчаников	
					Аспидная	
				I группа	Спилито-диабазовая или зеленокаменная формация	
					Геосинклинальная формация кварцевых песчаников или аспидная формация	
			Платформенный ряд формаций		Известняковая платформенная формация	
					Морская терригенная формация	

названия формаций, но и границы их проводятся по-разному. Основная причина резкого несоответствия между схемами формационного расчленения заключается в том, что в качестве формаций здесь выделяются различные элементы осадочной толщи. Формациями называются, с одной стороны, осадочные серии, соответствующие крупным седиментационным ритмам или циклам, а с другой — сравнительно однообразные по составу литологические комплексы (пачки, подсвиты и свиты), которые, по сути дела, являются ингредиентами этих ритмов. Осадочные ритмы обычно в разных частях представлены литологически разнородными толщами: внизу терригенными, а вверху карбонатными. Отсюда становится очевидной невозможность сведения всех крупных осадочных циклов к типовым петрографическим формациям и возникает вопрос о том, каким же способом тогда можно расчленить разрезы на формации, по которым можно было бы выделять основные этапы (циклы) тектонического развития территории.

Сравнение существующих схем формационного расчленения Енисейского кряжа (см. табл. 3) показывает, что попытки выделить в докембрии этой области типовые для геосинклинальных прогибов петрографические ряды осадочных формаций в соответствии с типовыми литологическими формационными рядами, устанавливаемыми для палеозойских и мезозойских прогибов В. Е. Хаиным (1964, 1973а), приводят к тому, что многим толщам иногда искусственно приписываются петрографические названия, совершенно им не соответствующие.

В зависимости от тектонической концепции (полициклическая геосинклиналь Д. И. Мусатова и В. И. Волобуева, верхнепротерозойская, или рифейско-вендская, геосинклиналь с моноциклическим типом развития И. В. Воробьева) вороговская и чингасанская серии то определяются как известняковая формация (моноциклическая геосинклиналь), то попадают в категорию молассовой формации (полициклическая геосинклиналь). При этом вне поля зрения исследователей остается самая важная деталь, которая не соответствует ни той, ни другой тектонической концепции: часть этих серий представлена типичными для рассматриваемого разреза флишевыми толщами с граувакковым и полимиктовым терригенным материалом.

В качестве аспидной формации (ранняя стадия моноциклической геосинклинали И. В. Воробьева, 1964) выделяется сухопитская серия, сложенная внизу глинисто-карбонатными сланцами и кварцевыми песчаниками, а вверху — известняками и доломитами. Ясно, что верхняя часть этой серии (известняки свиты Карточки и аладьинской свиты) не может относиться к аспидной формации, если понимать эту формацию как вещественную, а не структурную единицу. К этому следует добавить, что нижняя часть сухопитской серии в петрографическом отношении также не строго соответствует типовой для начальных стадий геосинклинальных прогибов аспидной формации. Последняя, по В. Е. Хаину (1964, 1973а), определяется как формация сланцево-граувакковая, состоящая из глинистых сланцев, алевролитов, аргиллитов и полимиктовых песчаников. Терригенные отложения в этой типовой аспидной формации представлены граувакками и полимиктовыми песчаниками, а не кварцевыми, как это имеет место в разбираемом случае на Енисейском кряже. Следовательно, сланцевые толщи низов сухопитской серии по своему составу не соответствуют типичной для ранних стадий развития геосинклинальных прогибов аспидной формации, понимаемой как петрографическая единица.

То же самое можно сказать и о тунгусикской серии, свиты которой обычно выделяются в качестве флишевых формаций для доказательства, что эта серия соответствует периоду внутреннего расчленения геосинклинали. Флишевые формации в данном случае тоже выделяются не как типовые литологические формации, а на том основании,

что свиты тунгусикской серии в целом характеризуются большей, по сравнению с другими частями разреза, ритмичностью, т. е. они фактически обособляются как «структурные» единицы, а не как «вещественные». Критерием для выделения флишевой группы формаций и соответствующей стадии развития этой области (см. табл. 3) служит, прежде всего, ясно выраженная ритмичность особого «флишевого типа». Флишевые формации здесь, как и во многих других складчатых областях, представлены петрографически различными видами — элементарными формациями (субформациями, по В. Е. Хаину, 1973а): терригенными, карбонатными, глинистыми и туфогенными. Именно по структурным свойствам осадочных толщ, а не по их петрографическому составу делаются выводы о тектонических режимах прошлого, в частности о том, что осадконакопление шло в прогибах с контрастными тектоническими движениями. По такой качественной структурной характеристике осадочных комплексов, как известно, выделяются особые геосинклинальные типы прогибов и устанавливаются участки земной коры, которым в прошлом была свойственна относительно сильная и многообразная подвижность, — эпигеосинклинальные складчатые области. На Енисейском кряже эта стадия развития имела место, по всей вероятности, в позднем протерозое.

Верхнепротерозойский осадочный комплекс рассматриваемой области по опорному разрезу Ангаро-Питского синклинория (см. рис. 2, табл. 3) расчленяется, во-первых, на крупные осадочные ритмы, структура которых, видимо, связана с определенными этапами в тектоническом развитии древних прогибов: поднятиями, опусканиями, дифференциацией и т. д. Во-вторых, в нем обособляются петрографически однородные части разреза, с помощью которых эти ритмы устанавливаются и объединяются в более крупные подразделения. В-третьих, в этом осадочном комплексе выделяются фрагменты, отличающиеся друг от друга по типам внутреннего строения, используемым в палеотектоническом анализе для реконструкции «тектонических режимов». В-четвертых, в верхнем протерозое этой области по самым разнообразным критериям, выбираемым в зависимости от тех или иных целей и возможностей, выделяются различные единицы, используемые для стратиграфического расчленения разрезов и корреляции.

В наиболее полном разрезе верхнего протерозоя юго-восточной части Енисейского кряжа можно выделить шесть крупных осадочных циклов, выраженных чаще всего внизу терригенными формациями, а вверху — карбонатными или так называемыми «лагунными» отложениями. Переходы между этими крупными осадочными циклами занимают иногда целую свиту. Поэтому они, как и все другие структурные подразделения (формации, их группы, тектонические комплексы и структурные этажи), не должны рассматриваться как строго одинаковые по стратиграфическому объему и одновозрастные на всей площади единицы. В сводном стратиграфическом разрезе рассматриваемой части Енисейского кряжа (см. табл. 3) крупные осадочные циклы — повторы — примерно соответствуют следующим подразделениям региональной шкалы.

Первый осадочный цикл начинается конгломератами, гравелитами и кварцевыми песчаниками кординской свиты и заканчивается филлитизированными сланцами с прослоями и пачками известняков горбилокской и удерейской свит.

Второй цикл сложен внизу кварцевыми песчаниками и сланцами погорюйской свиты, а вверху — известняками и доломитами свиты Карточки и аладьинской свиты.

Третий цикл представлен внизу кварцевыми песчаниками, содержащими гематит, и сланцами красногорской свиты, а вверху — известняками и доломитами джурской свиты.

Четвертый цикл сложен в нижней части сланцами шунтарской свиты, а в верхней — известняками киргитейской свиты.

Пятый цикл начинается с конгломератов и песчаников нижнеангарской и заканчивается известняками дашкинской свиты.

Шестой цикл представлен трехчленной существенно терригенной тасеевской серией и карбонатной клименской свитой.

Характер внутреннего строения шести осадочных циклов, выделенных на Енисейском кряже, снизу вверх по стратиграфической колонке постепенно изменяется. В верхних подразделениях докембрия осадочные циклы более контрастны, что выявляется при рассмотрении латеральных и вертикальных рядов формаций, их мощностей, а также несогласий в частных разрезах докембрия интересующей нас области.

Итак, по типу строения в стратиграфическом разрезе и характеру структурной дифференцированности на площади все докембрийские образования юго-восточной части Енисейского кряжа расчленяются на три тектонических комплекса: комплекс основания, миогеосинклинальный и орогенный (см. табл. 3). В комплекс основания входят преимущественно нижнепротерозойские и архейские метаморфические серии и свиты. Миогеосинклинальный (главный геосинклинальный) комплекс включает в себя сухопитскую, тунгусикскую и ослянскую серии. Орогенный комплекс представлен тасеевской серией на юго-востоке кряжа и чингасанской — на северо-западе. Последняя, по мнению ряда исследователей, считается стратиграфическим аналогом ослянской серии, входящей на юго-востоке этой области в состав миогеосинклинального комплекса. Стратиграфические объемы всех трех тектонических комплексов и возраст их границ, таким образом, на всей рассматриваемой площади не остаются одинаковыми.

По типам внутреннего строения фрагментов сводного стратиграфического разреза в миогеосинклинальном комплексе на юго-востоке Енисейского кряжа намечаются (снизу вверх) аспидная и флишевая группы формаций. Им соответствуют сухопитская, тунгусикская и ослянская серии. Орогенный комплекс в этой части кряжа представлен одной тасеевской серией, которая условно может быть разделена на нижне- и верхнемолассовую (собственно молассовую) группы формаций.

Помимо этого, в разрезах верхнего протерозоя Енисейского кряжа по самым разнообразным признакам, характеризующим те или иные отличительные особенности отложений, выделяются единицы местной стратиграфической шкалы — серии, свиты, подсвиты, пачки, горизонты, слои.

Литологический состав осадочных толщ и типы чередования пачек и слоев, т. е. структура разреза, при переходе из одной такой единицы в другую могут существенно не изменяться. В этом можно убедиться, рассмотрев послойно изученные разрезы докембрия Туруханского поднятия.

Строение Туруханского поднятия освещено в работах Г. И. Кириченко (1940), В. И. Драгунова (1959, 1963), С. П. Микуцкого (1962), Т. К. Баженовой, В. И. Высоцкого (1965), О. А. Вотаха, Г. В. Козлова (1965), О. А. Вотаха и др. (1965, 1968).

По самым разнообразным признакам, характеризующим те или иные особенности отложений, докембрийские разрезы в Туруханском районе расчленяются на десять свит (снизу вверх): стрельногорскую, Линок, сухотунгусскую, деревнинскую, нижнетунгусскую (свита Буровой), шорихинскую, мироедихинскую, туруханскую, речкинскую и дурномысскую (рис. 3, 4). На перечисленных свитах с размывом, а местами и с угловым несогласием залегает платоновская свита (см. рис. 20, 21), связанная постепенными переходами с вышележащей костинской свитой, охарактеризованной многочисленными нижнекембрийскими трилобитами и брахиоподами. Списки фауны приведены в работах

В. И. Драгунова (1959, 1963), С. П. Микуцкого (1962) и др. В платоновской свите обнаружены остатки, которые, по определению Б. С. Соколова (1966), относятся к *Sabellidites*: ex gr. *cambriensis* Jan. Докембрийские толщи Туруханского района описывались сначала как нижнекембрийские (Обручев, 1932, 1933). А. И. Гусев (1939) и Г. И. Кириченко (1940) отнесли эти отложения к верхнепротерозойским и впервые установили последовательность в залегании свит древнего туруханского комплекса.

Нижняя **стрельногорская** свита этого комплекса, известная также под названием безымянской, сложена преимущественно кварцитовидными песчаниками, иногда с прослоями и линзами гравелитов, которые чередуются в разрезе с глинистыми и алевролито-глинистыми сланцами. Содержание песчаников вверх по разрезу постепенно уменьшается, и верхняя подсвита (76—85 м) представлена главным образом черными и зеленовато-серыми глинисто-карбонатными сланцами, а также тонкослоистыми и плитчатыми мергелями. Общая видимая мощность свиты оценивается примерно в 900—1200 м. Для свиты в целом характерна тонкая полосчатая слоистость, часто наблюдается косая слоистость, знаки ряби, трещины усыхания, гироглифы.

Свита **Линок,** связанная во многих обнажениях постепенными переходами со стрельногорской, состоит из двух пачек, в которых переслаиваются известняки и мергели. Нижняя пачка (80—100 м) имеет серый и зеленовато-серый цвет, а верхняя — светло-серый и желтовато-серый. Мощность свиты 170—200 м. В. И. Драгуновым (1959, 1963) она описывается как илюшкинская свита.

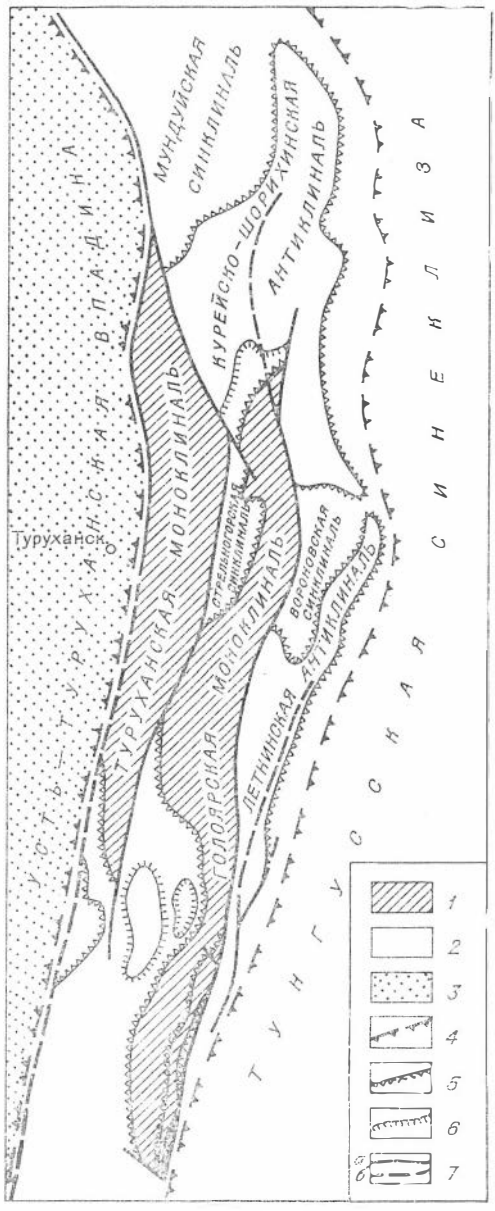


Рис. 3. Тектоническая схема Туруханского поднятия. Составлена О. А. Вотахом (1966).

Тектонические формы, сложенные: *1* — протерозоем; *2* — палеозоем; *3* — мезозоем. Границы структурных элементов: *4* — Туруханского поднятия; *5* — крупных складок; *6* — второстепенных складок. *7* — разломы (*а* — достоверные, *б* — предполагаемые).

Сухотунгусская свита в нижней части (270—285 м) представлена серыми и темно-серыми известняками с прослоями кремней и сильно окремненных известняков, промежутки между обломками в которых заполнены белым, реже розовым кристаллическим кальцитом. В этой же части свиты встречаются строматолиты. Верхняя подсвита сухотунгусской свиты сложена светло- и темно-серыми доломитами (240—380 м) с несколько меньшей степенью окремнения. Общая мощ-

ность свиты около 500—600 м. Эту свиту иногда называют первокаменской (Марков, 1945).

Деревнинская свита сложена серыми и светло-серыми, а также зеленовато- и розовато-серыми массивными строматолитовыми известняками и доломитами, которые местами имеют пятнистую пеструю окраску. В средней части свиты залегает пачка (60—80 м) переслаивающихся кварцитовидных песчаников, аргиллитов и доломитов с примесью терригенного материала, разделенная массивными строматолитовыми доломитами (около 20 м) на два горизонта. Мощность песчано-сланцевых прослоев и некоторых массивных карбонатных пачек со строматолитами на площади очень непостоянна. Мощность свиты в целом оценивается в 190—590 м. Некоторые исследователи называют деревнинскую свиту второкаменской (Марков, 1945; Драгунов, 1959, 1963).

Нижнетунгусская свита (свита Буровой) подразделяется на две подсвиты. Нижняя подсвита (370—420 м) представлена чередующимися пакетами серых, светло-серых и темно-серых известняков и доломитов с прослоями брекчиевых известняков и доломитов, испещренных обычно густой сетью жилок кальцита и магнезита. В опорном разрезе по р. Нижняя Тунгуска ниже Стрельных гор (рис. 4) в этой подсвите выделяется пачка (50 м) строматолитовых известняков и доломитов светло-серого, серого и желтовато-серого цвета.

Верхняя подсвита (290 м) сложена серыми и темно-серыми глинистыми известняками, которые вверх по разрезу, постепенно становясь более глинистыми, переходят в песчано-сланцевую пачку следующей — **шорихинской** — свиты, сложенной в основном светло-серыми, серыми, розово-серыми и темно-серыми строматолитовыми доломитами, обычно окремненными, с многочисленными включениями красного кристаллического доломита. Свита венчается пачкой плитчатых серых и светло-серых доломитов, сильно окремненных. Кремни образуют линзы, желваки и прослои мощностью до 0,5 м. В основании шорихинской свиты местами наблюдаются поверхности размыва и брекчии с обломками карбонатных пород нижележащей свиты. Этому перерыву, видимо, соответствует пачка кварцевых и глауконит-кварцевых песчаников и сланцев (50—60 м), имеющаяся в разрезе на р. Ниж. Тунгуска ниже Стрельных гор. По глауконитам определен возраст пород 925 млн. лет (Полевая, Казаков, 1961). Мощность свиты 750—850 м. Массивные и неяснослоистые строматолитовые доломиты, составляющие нижнюю часть шорихинской свиты, выделяются также (Кириченко, 1940) в свиту Коврижки, а верхняя пачка серых и светло-серых плитчатых доломитов с кремнями соответственно именуется надковрижной свитой.

Мироедихинская свита в нижней части (около 60 м) представлена пачкой, в которой яснослоистые известняки и доломиты переслаиваются с красными, зелеными и черными сланцами, а также кварцитовидными песчаниками, образующими линзы небольшой мощности. Верхняя подсвита (около 100 м) сложена серыми и темно-серыми известняками и доломитами, часто глинистыми. Эта свита в литературе известна также под названием монастырская свита (Кириченко, 1940).

Туруханская свита (155—285 м) сложена в основном пестроокрашенными (преобладают красные и желтоватые тона) массивными и плитчатыми строматолитовыми доломитами, содержащими редкие прослои темно-шоколадных сланцев. В. И. Драгунов (1959) называет ее первопорожской свитой.

Речкинская свита представлена темно-серыми и черными доломитами, иногда строматолитовыми, сильно пиритизированными, с перистыми жилками магнезита и кальцита. Среди темных доломитов отмечаются прослои светло-серых доломитов, а в кровле свиты (обнажение на р. Ниж. Тунгуска, у Дурного мыса) имеются пачки темно-серых, чер-

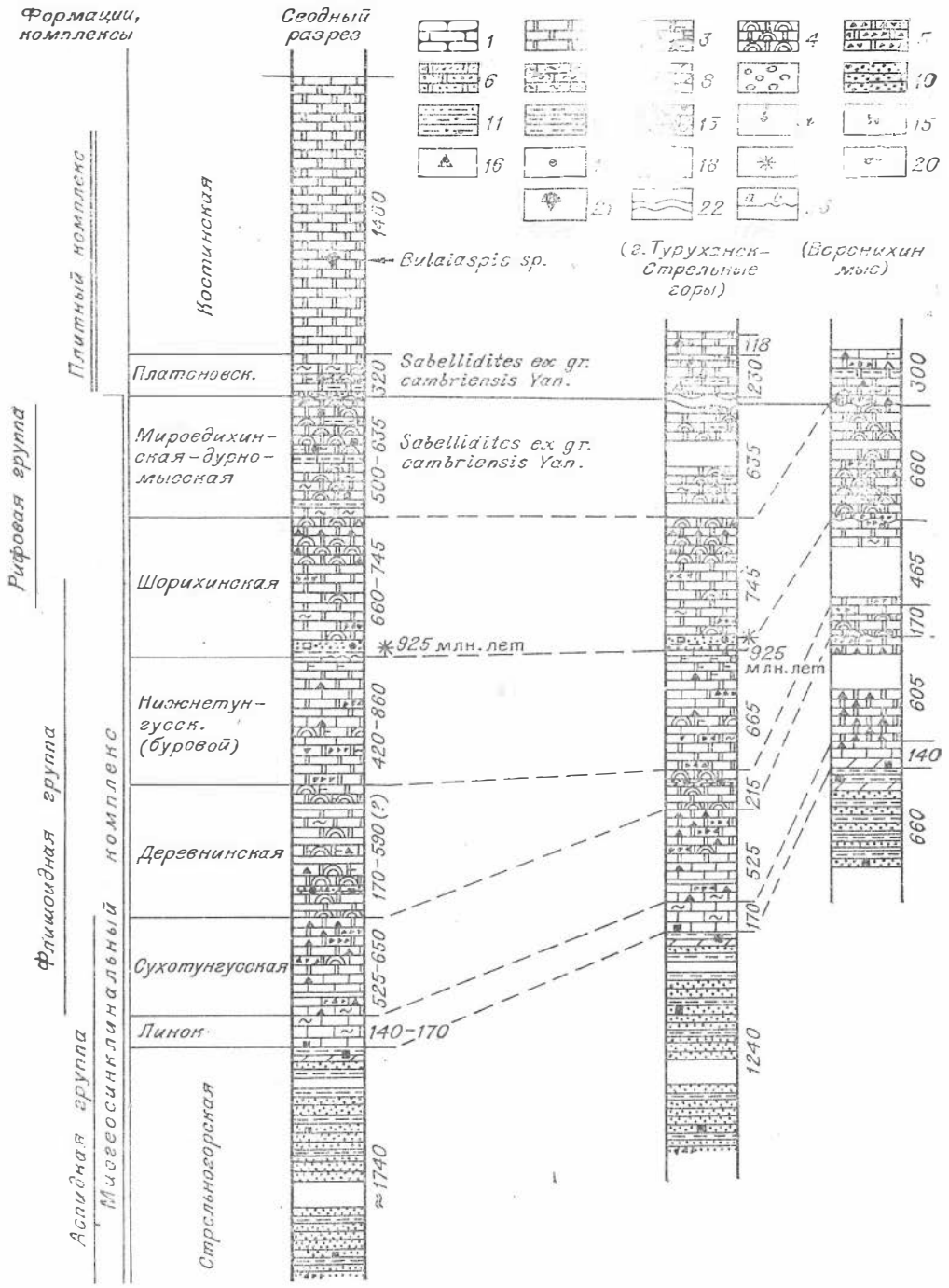


Рис. 4. Разрезы докембрия Туруханского района и их корреляция. По О. А. Вотаху, Г. В. Козлову и др. (1965).

1 — известняки; *2* — доломиты; *3* — известняки доломитовые, доломиты известковистые; *4* — известняки, доломиты водорослевые; *5* — известняки, доломиты брекчированные; *6* — известняки, доломиты песчанистые; *7* — известняки, доломиты глинистые; *8* — мергели; *9* — конгломераты; *10* — песчаники; *11* — алевролиты; *12* — аргиллиты; *13* — известняки, доломиты конгломератовидные; *14* — битумы; *15* — пирит; *16* — кремни, окремненные карбонаты; *17* — глауконит; *18* — сидерит; *19* — абсолютный возраст по глаукониту; *20* — ископаемые остатки червей; *21* — ископаемые остатки трилобитов; *22* — части разреза, скрытые тектоническими нарушениями; *23* — границы (*а* — согласные, *б* — с размывом).

ных и зеленовато-серых сланцев. Мощность свиты в местах ее наибольшего развития, вероятно, не превышает 112—200 м. Заканчивается разрез древнего туруханского комплекса массивными светло-серыми и кремовыми строматолитовыми доломитами, которые выделяются в **дурномысскую** свиту. Она развита только в крайних западных разрезах, расположенных на правом берегу Енисея. Докембрийские толщи западнее Енисея скрываются под мезокайнозойскими отложениями Западно-Сибирской низменности, так что полная мощность дурномысской свиты не известна. Видимая мощность — 120 м.

При выдержанности в целом литологического состава свит на всей территории по этим пересечениям выделяются два типа докембрийских разрезов: западный — наиболее полный (см. рис. 3, 4) и восточный — сокращенный. Общая мощность свит, подстилающих нижнекембрийскую платоновскую свиту, в западных разрезах составляет (до свиты Линок включительно) 2900—3300 м, а в восточных — 1600—2000 м. Сокращение мощности докембрийских отложений в восточной зоне происходит в основном за счет многочисленных перерывов, с которыми, очевидно, связано выпадение из разрезов отдельных горизонтов. Следы таких перерывов видны, например, в основании деревнинской и шорихинской свит в обнажениях по р. Ниж. Тунгуска у Воронихина мыса. Во всех восточных разрезах выпадают мироедихинская, речкинская, туруханская и дурномысская свиты, общая мощность которых в западных разрезах превышает 800 м. В западных разрезах соответственно отмечаются пачки (до 50 м) песчаников, сланцев и конгломерато-брекчий, которые делают разрезы здесь «непрерывными», т. е. увеличение мощности приводит к изменению структуры разрезов.

Осадочные формации Туруханского района анализировались В. И. Драгуновым (1959, 1963), С. П. Микуцким (1962), А. М. Ивановой (1966), А. Е. Мирошниковым (1968), Н. С. Маличем (1974) и др. Однако, как отметил Н. С. Малич (1974, с. 62), выделяемые указанными авторами формации не сопоставляются между собой. В результате предлагаемая номенклатура формаций в целом воспринимается как система во многих отношениях эклектичная, т. е. основывающаяся на разных признаках, притом нередко второстепенных. Собственно формационный анализ — выделение в разрезе структурно-вещественных единиц, более крупных, чем горная порода,— зачастую подменяется простой индексацией вещественного состава региональных стратиграфических подразделений. Например, стрельногорская свита называется кварцево-песчаной формацией, свита Линок — сероцветной глинисто-известняковой формацией, сухотунгусская — кремнисто-доломитовой субформацией и т. п. (Мирошников, 1968; Малич, 1974). Между тем региональные стратиграфические подразделения были выделены совсем с другой целью и для их выделения использованы, как это видно из приведенного выше описания свит, самые разнообразные «маркирующие» признаки, а не только состав и структура толщ. При таком «формационном анализе» неизбежно появляются несопоставимые структурно-вещественные единицы, так как нарушается правило логики, согласно которому признаки классифицируемых объектов не должны смешиваться.

Как и на юго-востоке Енисейского кряжа, по качественному различию в структуре сводного разреза в верхнем протерозое Туруханского поднятия снизу вверх намечаются аспидная и флишоидная группы формаций (см. рис. 4). Верхняя часть докембрийского разреза (шорихинская — дурномысская свиты) по своему строению напоминает карбонатную рифовую формацию складчатых областей.

Характер латеральных изменений, происходящих в составе и структуре осадочных формаций при переходе их в платформенный чехол в этом районе, занимающем узкую полосу края Сибирской плат-

Рис. 5. Структурно-формационные зоны и тектонические формы Западного Предкавказья и Северо-Западного Кавказа. По А. И. Дьяконову, В. Н. Любофееву, С. И. Горлову, Ф. К. Байдову (1973).

1—6 — **формационные зоны:** *1* — гранито-гнейсов и гранитоидов архея — нижнего протерозоя (карелиды); *2* — значительно метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований верхнего протерозоя — среднего палеозоя (байкалиды — каледониды?); *3* — слабо метаморфизованных терригенно-карбонатных образований среднего палеозоя (пестроцветные верхнего девона — нижнего карбона, глинистые, углисто-глинистые и другие сланцы нижнего карбона с подчиненными прослоями песчаников и карбонатов) и отложения позднеорогенной красноцветной молассы перми (герциниды); *4* — те же образования, залегающие на «жестком» основании, т. е. имеющие более выдержанный фациальный состав; *5* — орогенные молассовые формации альпийского структурного этажа; *6* — геосинклинальные формации Альпийской области Большого Кавказа. *7—10* — **разрывные нарушения**: *7* — шовные зоны; *8* — предполагаемые глубинные и региональные разломы (штрихи в сторону опущенного блока); *9* — локальные разломы; *10* — наиболее характерные флексуры, переходящие на глубине в разломы. *11—12* — **границы тектонических зон:** *11* — первого порядка (*а* — совпадающие с разрывами, *б* — не совпадающие). *12* — второго порядка (*а* — совпадающие с разрывами, *б* — не совпадающие). *13—17* — **типы складок в мезозойско-кайнозойском платформенном чехле**; *13* — унаследованно-отраженные с элементами облекания и то же с признаками конседиментного развития; *14* — складки коробления или штамповые; *15* — унаследованные от позднегерцинских шарнирных структур; *16* — унаследованно-отраженные от раннекиммерийских инверсионных структур, конседиментные; *17* — уплотнения диапировые и криптодиапировые. *18—20* — **складки мегантиклинория Большого Кавказа и Таманского полуострова:** *18* — антиклинали и брахиантиклинали — общего смятия, в том числе конседиментные; *19* — общего смятия с элементами гравитации и гравитационные; *20* — диапировые и криптодиапировые. *21—24* — **возраст складок** (по фазам складчатости): *21* — раннекиммерийские; *22* — адыгейские и адыгейско-австрийские; *23* — аидийско-роданские и австрийско-роданские; *24* — ларамийско-пассаденские; *25* — выходы на дневную поверхность гранитоидов верхнего палеозоя; *26* — линия профилей. **Надпорядковые структуры:** БК — мегантиклинорий Большого Кавказа, РВ — Ростовский выступ, С — Ставропольский свод, ЕВ — Ейская впадина (мегасинклиналь), ТС — Тимашевская ступень, РК — Расшеватско-Кропоткинская зона поднятий, ЗК — Западно-Кубанский краевой прогиб, ВК — Восточно-Кубанская впадина, АК — Адыгейско-Карачаевский массив. I—VI — структуры первого порядка: I — Псебепско-Гойтхский антиклинорий, II — Новороссийско-Лазаревский синклинорий, III — Собербашско-Гунайский синклинорий, IV — антиклинорий Главного хребта, V — антиклинорий Ахцу-Кацирха (ступень), VI — Адлерская тектоническая депрессия.

формы, виден очень плохо. Поэтому мы рассмотрим эти латеральные изменения более подробно на примере широко освещенных глубоким бурением южных окраин Скифской платформы.

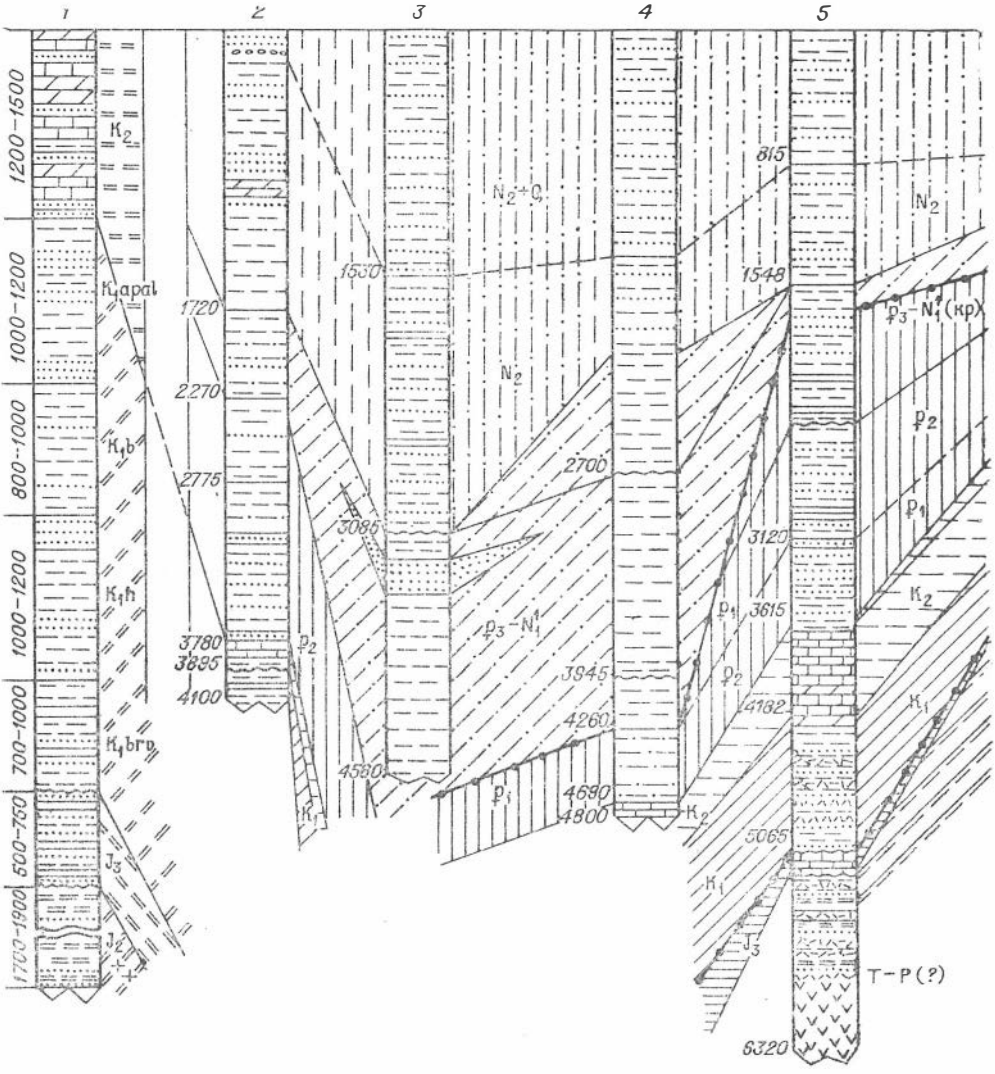
Петрографический состав и структура формационных рядов в зоне перехода платформенного чехла в складчатые зоны Кавказа и Добруджи

В Предкавказье, Молдавии и на Украине, как и во многих других областях, тектоническое районирование еще совсем недавно проводилось по ряду чисто морфологических признаков, свойственных структурным этажам мезозойско-кайнозойского комплекса и поверхности его фундамента. По мере накопления новых данных выяснилось, что земная кора на одних и тех же участках площади, но в разных своих этажах может иметь неодинаковые структурные и вещественные характеристики, которые по разрезу и латерали иногда изменяются один от других независимо.

Морфоструктурные элементы (области поднятия или погружения, впадины, прогибы и т. п.) не вполне точно отражают структуру даже того объема земной коры, который уже достаточно хорошо освещен глубоким бурением и современными геофизическими методами исследований. Новые данные позволяют проводить полное объемное тектоническое расчленение земной коры по структурным и вещественным признакам, когда в качестве структур выступают не элементы морфологии той или иной поверхности, а структурно-вещественные единицы — геологические тела разного ранга, имеющие определенную «объемную» морфологию. Это видно на молодых платформах, расположенных между Альпийской складчатой областью Средиземноморья и древними платформами Европы и Африки, где отчетливо выявляются, с одной стороны, транзитные петрографические формации, проходящие через целый ряд морфологических элементов, с другой — транзитные структурные элементы, имеющие при однотипных структурах разнообразный состав.

Геологические формации и структурные этажи Скифской платформы и ее краевых систем выявлены в основном в 1947—1973 гг. благодаря большому объему буровых и геофизических работ, тектонических и стратиграфических исследований в связи с поисками нефти и газа в Молдавии и на Украине (Авербух, 1965; Билинкис и др., 1965; Друмя и др., 1961; Бураковский, Гуревич, 1970; Лапкин, Томашунас, 1966; Романов, Славин, 1970; Соллогуб, 1960; Соллогуб и др., 1965; Сафаров, Капцан, 1965; Слюсарь, Макареску, 1965; Вотах, Сафаров, Полухтович, Геник, 1969; Чекунов, 1972; и др.), а также в Северо-Западном Предкавказье (Муратов, 1955; Мирчинк, 1963; Алексин и др., 1973; Шевченко, Резанов, 1972; Резанов, Шевченко, 1973; Терехов и др., 1973; Бурштар и др., 1972; Шарданов, Любофеев, 1968).

Глубокое бурение и геофизические работы позволяют более или менее уверенно судить о строении рассматриваемой территории на глубину до 10—12 км. Весь интересующий нас ряд тектонических структур, идущих от древней Европейской платформы через молодую Скифскую платформу в альпийскую складчатую область Кавказа и в герциниды Добруджи, прослеживается по нескольким опорным разрезам (рис. 5—10). Во всех опорных пересечениях чехол Скифской платформы выступает как крупный структурный этаж, сложенный неметаморфизованными осадочными и осадочно-вулканогенными формациями и представленный нескладчатыми (плитными и орогенными) тектоническими комплексами. По стратиграфической последовательности в залегании формационных групп разрез чехла в Краснодарском



и Майкопском пересечениях (см. рис. 6, 7) расчленяются на три части: донижнемеловую, мел-палеоцен-эоценовую и олигоцен-неоген-антропогеновую. Эти части чехла в отличие от структурных этажей других рангов назовем формационными этажами (см. табл. 2).

Нижняя часть чехла Скифской платформы сложена образованиями нижней перми, местами — триаса и нижней юры, которые под разными названиями — переходный, промежуточный или тафрогенный структурный этаж — выделяются во всех работах по тектонике этой молодой платформы. На территории Западного Предкавказья в нижней части платформенного чехла можно выделить три латеральных ряда элементарных формаций (структурных подэтажей): пермо-триасовый, нижне-среднеюрский и верхнеюрский.

Пермско-триасовый подэтаж в северной части Скифской платформы выполняет грабенообразные впадины субширотного и субмеридионального простираний, к которым в современной структуре по платформенному чехлу приурочены инверсионные валы. На юге платформенные (т. е. неметаморфизованные и нескладчатые) комплексы триаса и перми развиты в Восточно-Кубанской впадине, краевом массиве и, вероятно, под Западно-Кубанским краевым прогибом (Алексин, Шарданов и др., 1973).

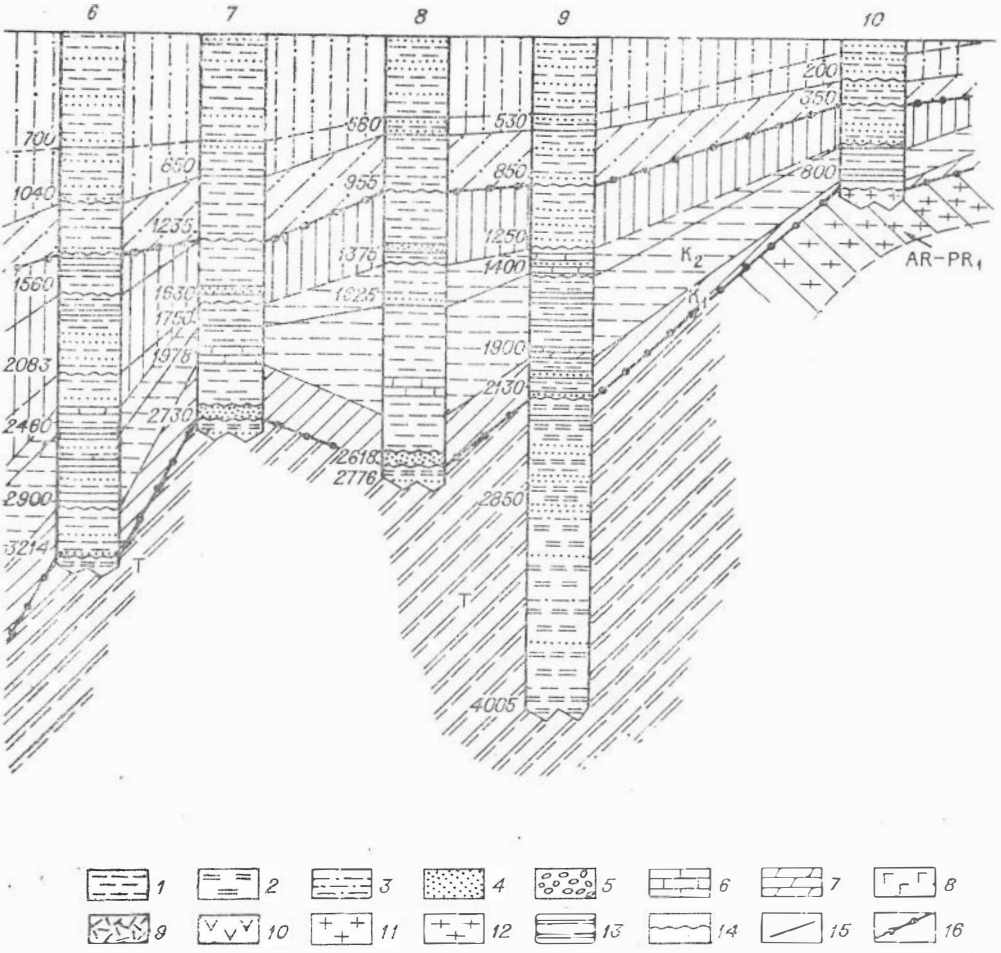


Рис. 6. Опорные стратиграфические разрезы Краснодарского пересечения. Составлены О. А. Вотахом, А. И. Дьяконовым, В. Н. Любофеевым, С. И. Горловым и Ф. К. Байдовым (1973).

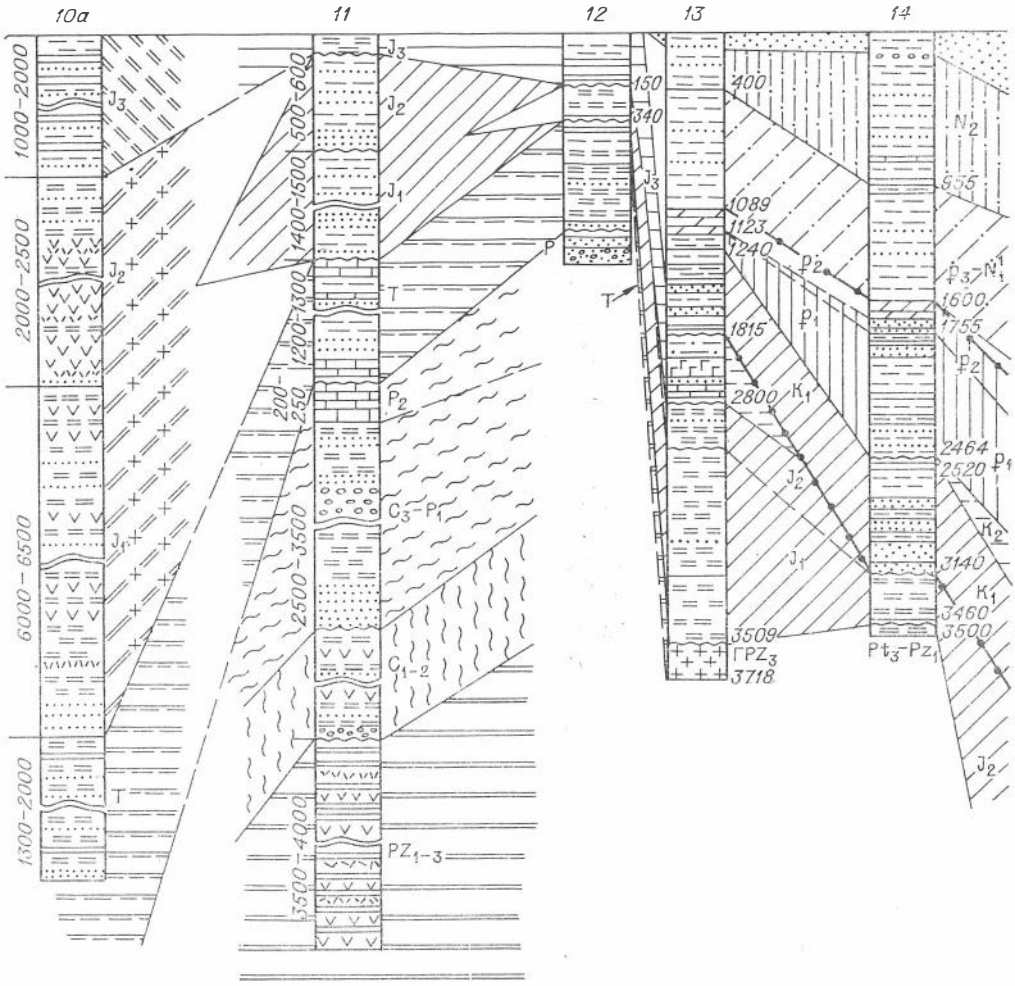
1 — глины; *2* — аргиллиты; *3* — алевролиты; *4* — песчаники; *5* — конгломераты, брекчии; *6* — известняки; *7* — мергели, доломиты; *8* — галогенные образования; *9* — туфы, туфопесчаники; *10* — эффузивы; *11* — гранитоиды; *12* — гранито-гнейсы, граниты, плагиограниты; *13* — сланцы, филлиты; *14* — стратиграфические перерывы; *15* — стратиграфические границы; *16* — границы формационных этажей. Цифрами на рисунке обозначены разрезы: *1* — Северного склона Большого Кавказа; *2* — Нево-Дмитриевская площадь; *3* — Федоровская; *4* — Южно-Андреевская; *5* — Медведовская; *6* — Брюховецкая; *7* — Челбасская; *8* — Крыловская и *9* — Старо-Минская площади; *10* — Ростовский выступ. Различной штриховкой между колонками показаны формации разного петрографического состава.

Вещественный состав этого структурного подэтажа, как и всех других этажей чехла Скифской платформы, показан на рис. 6—10.

Нижне-среднеюрский подэтаж распространен главным образом вдоль южного края платформы. Он выделяется в Восточно-Кубанской впадине и во впадинах краевого массива.

Верхнеюрский подэтаж обособляется в Восточно-Кубанской впадине. Одновозрастные ему структурные этажи местами выделяются также на Кавказе в составе осадочного чехла срединных массивов, участвующего, наряду с их фундаментом, в строении складчатой области (Муратов, 1971; Чиков, 1973).

Средняя **мел-палеоцен-эоценовая** часть чехла в пределах платформы развита повсеместно, за исключением южной части краевого массива. Слои горных пород в этой части чехла деформированы в целом слабее слоев нижних этажей, а максимальные мощности отмечаются иногда над зонами предшествующих поднятий. В северной части



Скифской платформы средняя часть платформенного чехла имеет меньшую мощность и залегает почти горизонтально, образуя пологую моноклиналь с падением слоев в сторону краевого прогиба (рис. 37).

Верхняя **олигоцен-неоген-антропогеновая** часть чехла Скифской платформы имеет максимальные мощности в области краевого прогиба и на Таманском полуострове.

Сравнительный анализ строения и вещественного состава наиболее изученных глубоким бурением частей чехла Скифской платформы по Краснодарскому и Майкопскому пересечению показывает, что петрографический состав элементарных формаций по латерали в целом остается более или менее однородным даже при переходе через краевые системы (рис. 6, 7, 27, 37).

Выше карбонатных и терригенно-карбонатных юрских формаций почти повсюду с перерывом и несогласием залегает терригенная нижнемеловая формация. Над нижнемеловой располагается терригенно-карбонатная платформенная морская формация верхнего мела, которая на юго-западе, в геосинклинальном комплексе Большого Кавказа, приобретает структуру флиша. В этом же районе развита флишевая формация палеоцен-эоцена; на территории Скифской платформы отложения этого возраста представлены чередованием песчаных и глинистых пород. В краевом прогибе выше них залегают молассовые (ранне- и позднеорогенные) формации, которые к северу замещаются петрографически

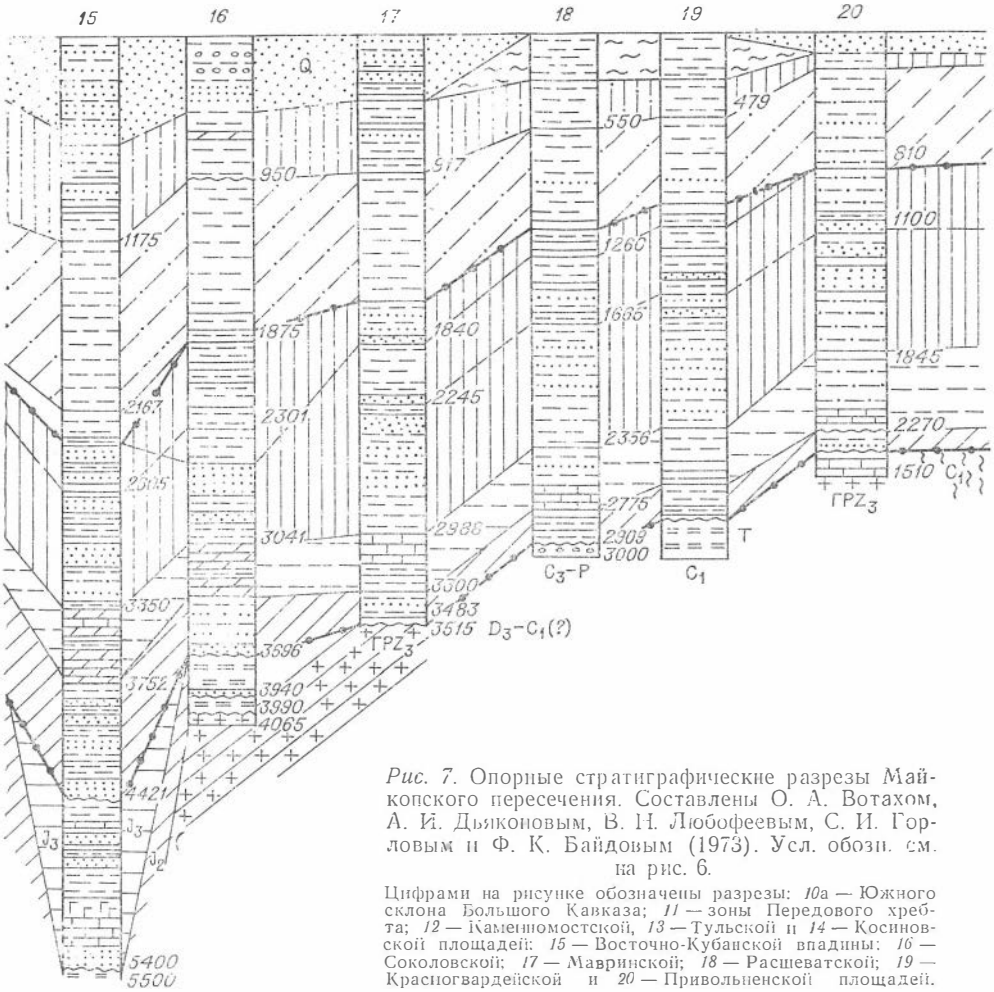


Рис. 7. Опорные стратиграфические разрезы Майкопского пересечения. Составлены О. А. Вотахом, А. И. Дьяконовым, В. Н. Любофеевым, С. И. Горловым и Ф. К. Байдовым (1973). Усл. обозн. см. на рис. 6.

Цифрами на рисунке обозначены разрезы: *10а* — Южного склона Большого Кавказа; *11* — зоны Передового хребта; *12* — Каменномостской, *13* — Тульской и *14* — Косиновской площадей; *15* — Восточно-Кубанской впадины; *16* — Соколовской; *17* — Мавринской; *18* — Расшеватской; *19* — Красногвардейской и *20* — Привольненской площадей.

сходными с ними платформенными формациями (см. рис. 37, 38). Раннеорогенная, или нижнемолассовая, терригенная морская формация олигоцена — нижнего миоцена (майкопская серия) по строению разрезов в рассматриваемых пересечениях (см. рис. 5—7) подразделяется на формации краевого прогиба и плитную. Первая развита в Западно-Кубанском прогибе, а вторая — на остальной территории Скифской платформы и к северу от нее, в той части мезозойского плитного комплекса, которая находится уже на территории Европейской платформы.

Вышележащий комплекс осадков иногда объединяют в позднеорогенную, или верхнемолассовую, терригенную формацию среднего миоцена — антропогена. Бо́льшая часть этого комплекса относится к терригенной морской (сероцветной) формации; последняя распространена преимущественно в Западно-Кубанском прогибе.

Петрографический состав и структура формационных рядов по Краснодарскому и Майкопскому профилям показаны на рис. 6, 7, 27 и 38. На схемах видно единство вещественного состава формаций в одновозрастных этажах разных платформ и складчатой области. Это единство выражается, прежде всего, в господстве определенных типов петрографических формаций (терригенных, карбонатных и т. п.), распространенных на площади независимо от границ крупных структурных элементов. При более или менее одинаковом петрографическом составе элементарные формации, их группы и ряды, по мере движения от

древней Европейской платформы к альпийской области Кавказа, иногда имеют различные структурные характеристики. Терригенно-карбонатные платформенные формации, например, постепенно сменяются терригенно-карбонатной молассой и флишем. Плитный комплекс последовательно переходит в орогенный, шовный (разломный) и геосинклинальный комплексы, отличающиеся один от другого структурой.

Соединяясь по латерали, элементарные формации, их группы и ряды, отвечающие тектоническим комплексам, образуют петрографические структурные этажи. Во всех рассмотренных нами пересечениях такие этажи в отличие от стратиграфических и тектонических этажей всегда выступают как общие «вещественные» элементы разновозрастных платформ и складчатых областей. По петрографическим этажам могут выделяться общие для разных геоструктур этапы и циклы, или крупные стадии, осадконакопления, гранитизации и других процессов, определяющих вещественный состав структурных элементов Земли.

В опорных профильных разрезах Молдавии и Юго-Западной Украины петрографические структурные этажи, отвечающие латеральным рядам сходных по своему составу формаций, выделяются в трех прослеженных на всей территории разновозрастных рядах тектонических комплексов: дорифейском, рифей-палеозойском и мезозойско-кайнозойском (рис. 8—10, 26). По этим разновозрастным комплексам в тектонической истории рассматриваемых районов выделяются соответственно три крупных цикла, или стадии.

Детали строения дорифейских комплексов пока остаются неизвестными. В рифей-палеозойском латеральном ряду тектонических комплексов намечаются два ряда формационных групп: рифейско-среднепалеозойский и пермо-триасовый. Первый связан с формированием складчатой системы Добруджи и прилегающего к ней Придунайского перикратонного прогиба, второй — с формированием краевого прогиба Добруджи, который позже был перекрыт, будучи раздробленным и частично размытым, мезозойскими и кайнозойскими отложениями, входящими в состав альпийского плитного комплекса, называемого здесь Молдавской плитой (см. рис. 26 и гл. III).

Мезозойско-кайнозойский комплекс по формационным группам может быть разделен на три стратиграфических этажа: юрско-нижнемеловой, когда формировались ниж-

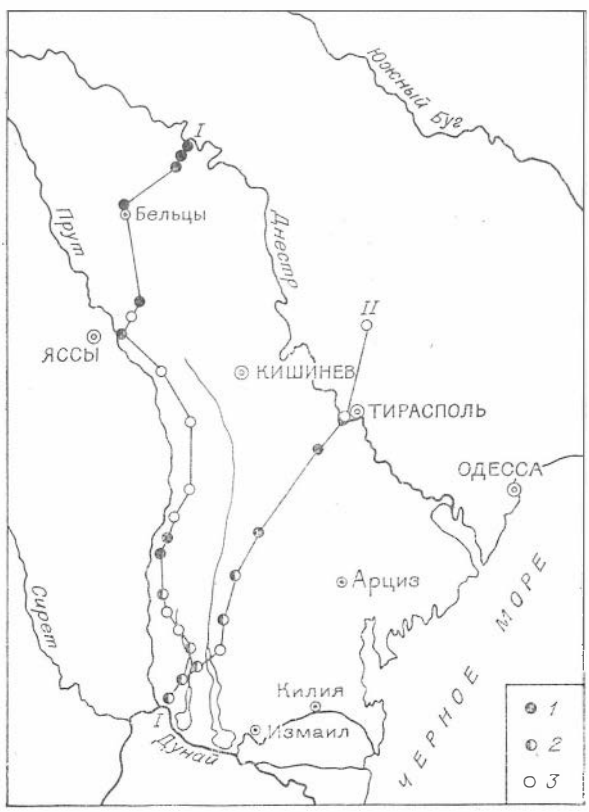


Рис. 8. Схема расположения опорных скважин и профилей в зоне сочленения Европейской и Скифской платформ на территории Молдавии и Юго-Западной Украины (см. также рис. 9 и 10).

Скважины: *1* — вскрывшие кристаллический фундамент, *2* — вскрывшие палеозойский фундамент, *3* — остановленные в чехле платформы. Профили показаны линиями, соединяющими опорные скважины

няя часть чехла Скифской платформы и ее главный элемент — Преддобруджская юрская впадина; верхний мел — палеогеновый, соответствующий средней части чехла; неогеновый, отвечающий самой верхней части платформенного чехла, входящий вместе с другими в состав Причерноморской впадины (Гаркаленко, Белокуров, 1971; Ермаков, 1968; Глушко, 1968; Глушко и др., 1960).

Формационная зональность Тельской складчатой области и соотношение состава ее элементарных формаций с типами строения разрезов

Зональный характер строения Тельской складчатой области хорошо виден на примере ее центральной части, где Л. Гланжо (Glangeaud, 1932) выделил зоны и подзоны, которые до сих пор сохраняют свое значение, по крайней мере на рассмотренном им центральном отрезке Тельской складчатой области. Наряду со срединными массивами (Большой Кабилии и Шелифским) в качестве зон сначала были выделены два главных прогиба Тельской геосинклинали — Южно-Кабильский и Уарзени-Бибанский, которые развиты в этой части Тельской области.

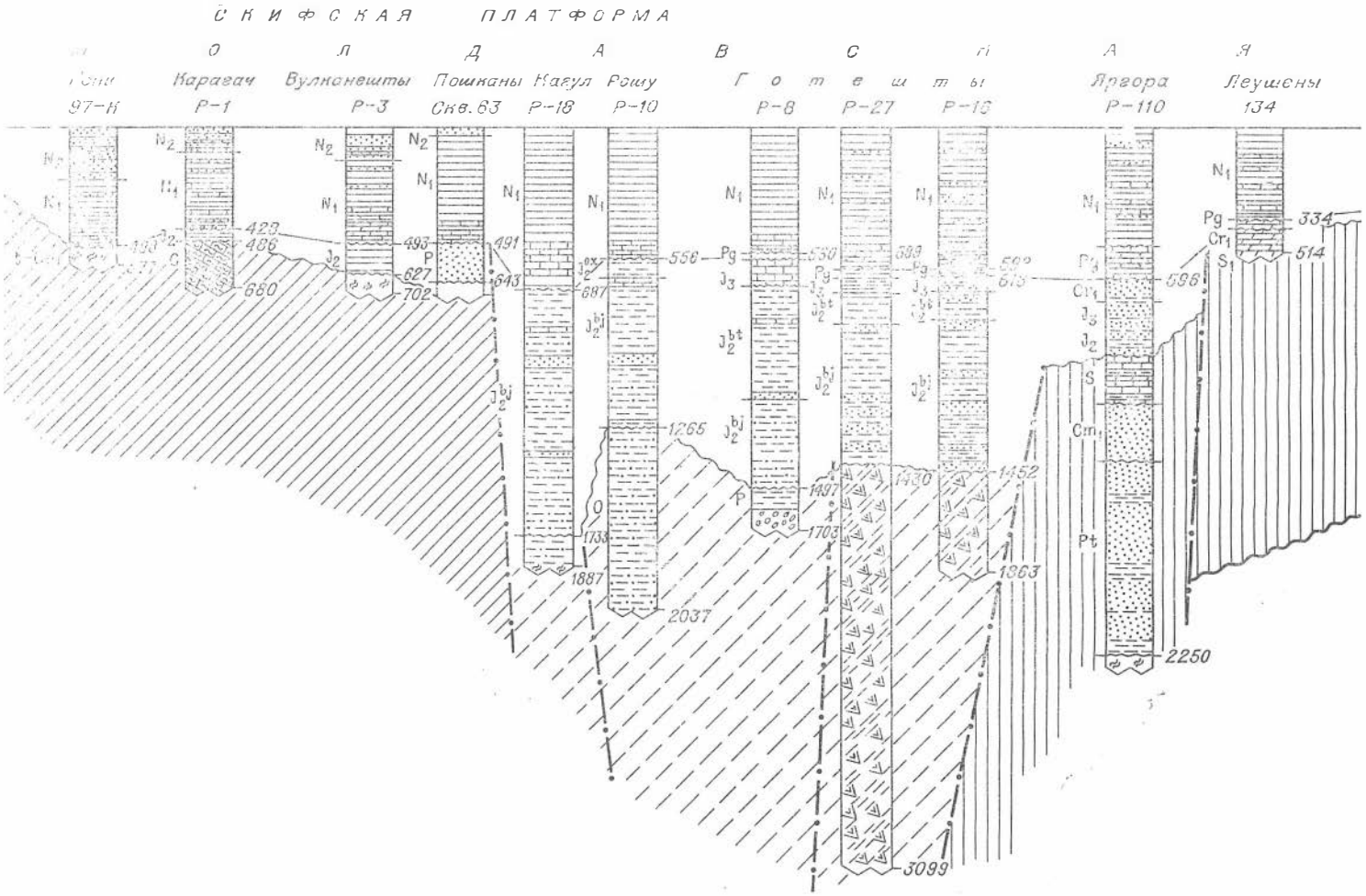
Третий, Северо-Кабильский прогиб, также играющий роль крупной структурно-формационной зоны, но расположенный между срединными массивами Большой и Малой Кабилии (см. рис. 28), выявлен более поздними работами.

Северо-Кабильская и Южно-Кабильская структурно-формационные зоны иногда рассматриваются как два главных флишевых прогиба, разделенных срединным массивом Большой Кабилии. Принципиальная возможность такого разделения на основе анализа флишевых фаций нижнего мела показана М. Дюран Дельга (Durand Delga, 1969). Все три структурно-формационные зоны Тельской геосинклинали имеют в общем широтное или близкое к нему простирание. Они различаются по ассоциациям пород, структуре этих ассоциаций, а также по своему положению в общей структуре Тельской складчатой области.

Южно-Кабильская структурно-формационная зона

Южно-Кабильская структурно-формационная зона представляет собой прогиб, который вырисовывается по изменениям фаций и мощностей в разных горизонтах мезозоя. По палеотектоническим реконструкциям Л. Гланжо, Южно-Кабильский прогиб в мезозое был обрамлен выступами — зонами I и III, т. е. Кабильским и Шелифским массивами. На северном склоне, прилегающем к срединному массиву Большой Кабилии, слои в этом прогибе образуют складки, наклоненные к югу, тогда как на юге, вдоль северного края Шелифского массива (рис. 11, 13, 14, 39, 40), почти все складки наклонены к северу. Примерно на широте нулевого меридиана сечение названного выше прогиба имеет вид «перевернутого веера». Восточнее этого меридиана, по сведениям Л. Гланжо (Glangeaud, 1932), опрокидывание южного ряда складок к северу выражено менее отчетливо. В окрестностях г. Таблат влияние Шелифского массива на морфологию этих складок уже не чувствуется. Складки Южно-Кабильского прогиба (зоны II, по Л. Гланжо) в целом образуют несколько пучков, параллельных краям обрамляющих этот прогиб срединных массивов. Направление наклона складок может сильно варьировать. Группы складок, часто изоклинальных, могут быть вертикальными или опрокинутыми либо на юг, либо на север.

В Южно-Кабильской структурно-формационной зоне выделяют несколько подзон, отличающихся по типам строения мезозойских разрезов — Бу-Маад-Баборскую, «флишевого надвига», Известняковой цепи, Нумидийскую и Прикабильскую подзоны.


СКИФСКАЯ ПЛАТФОРМА
ОЛДАВСКАЯ
Карагач
Р-1
Вулканешты
Р-3
Пошканы
Скв. 63
Кагул
Р-18
Рошу
Р-10
Готешты
Р-8
Р-27
Р-16
Яргора
Р-110
Леушены
134
97-К
428
486
680
493
627
702
491
643
687
556
1265
1733
1887
2037
1497
1703
1430
1452
1863
3099
596
2250
334
514

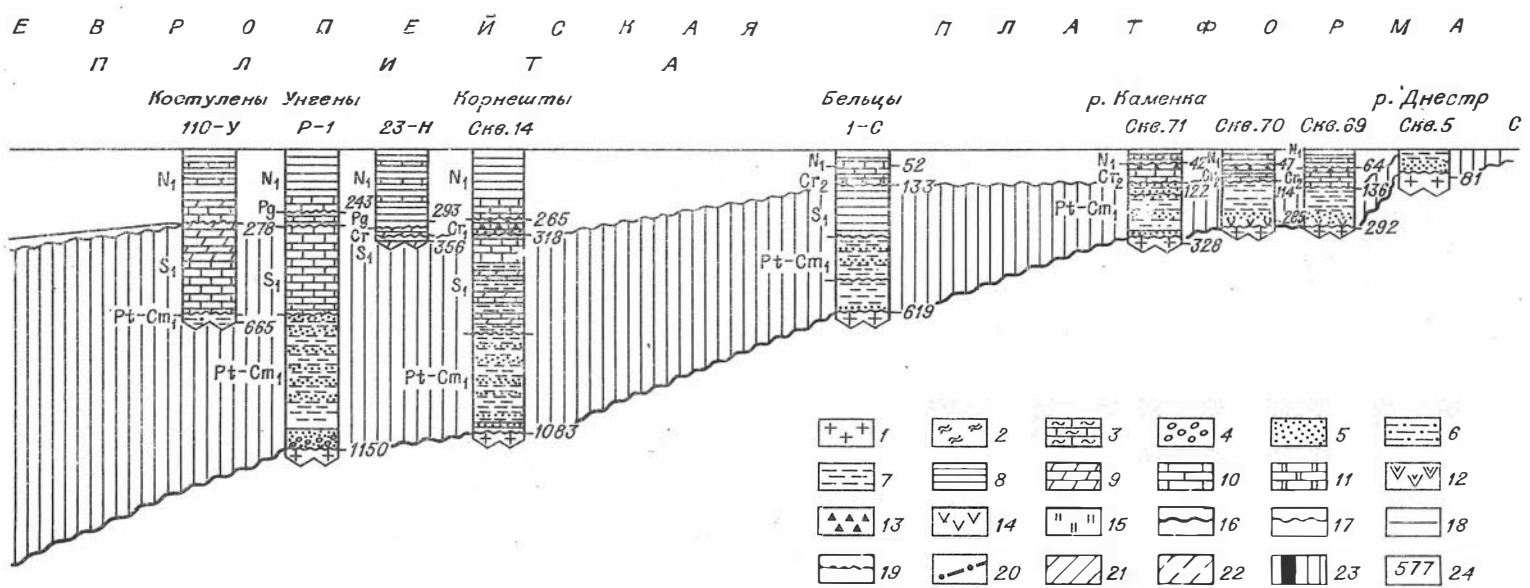
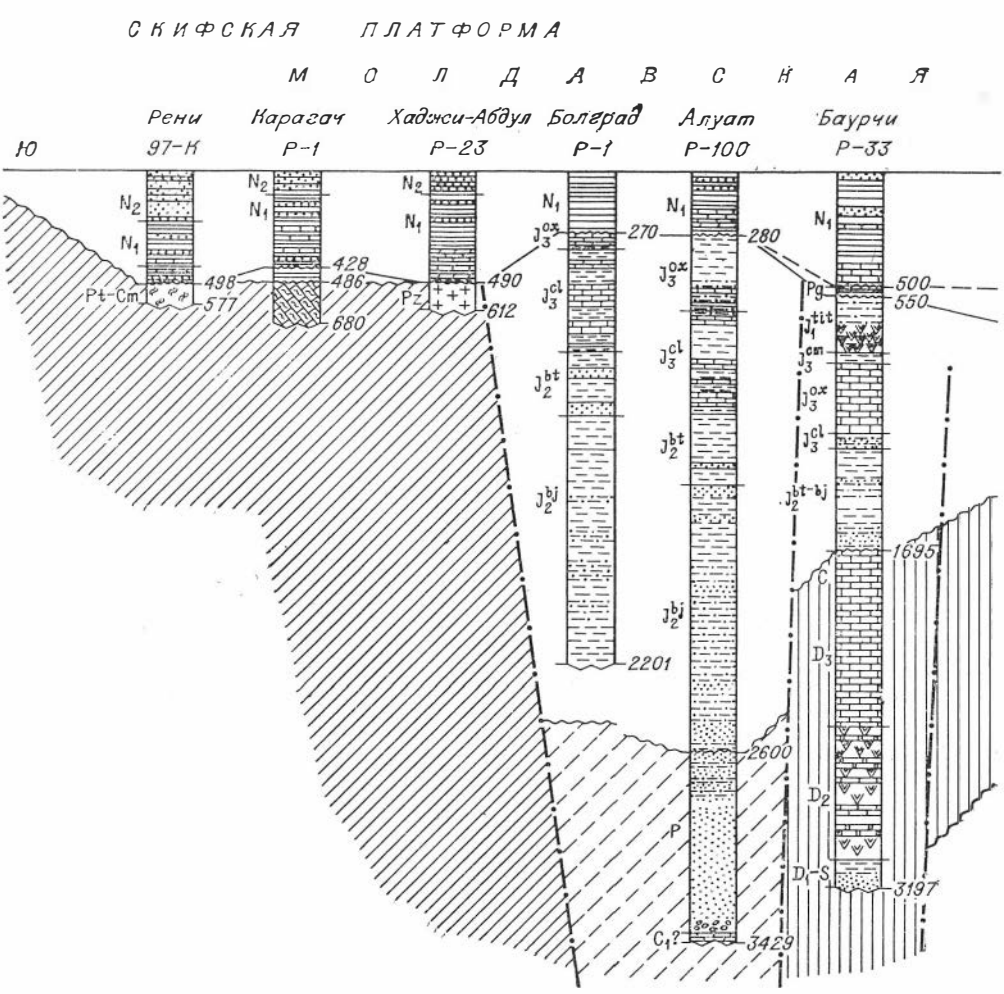


Рис. 9. Опорный разрез зоны сочленения Европейской и Скифской платформы по линии I—I. Составлен О. А. Вотахом, Э. И. Сафаровым, Б. М. Полухтовичем, И. В. Гешком (1969). Линия профиля показана на рис. 8.

1 — гнейсы и кристаллические сланцы преимущественно гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма; *2* — метаморфические сланцы; *3* — метаморфизованные известняки; *4* — конгломераты; *5* — песчаники, пески, гравелиты; *6* — алевролиты; *7* — аргиллиты и сланцы; *8* — глины; *9* — мергели, известняки глинистые; *10* — известняки, *11* — доломиты, *12* — ангидриты, гипсы; *13* — кремни; *14* — диабазы; *15* — спонголиты; *16* — граница между фундаментом и чехлом Европейской платформы (кровля нижнего структурного этажа); *17* — нижняя граница чехла Скифской платформы и подошва мезозойской плиты Европейской платформы; *18* — границы структурных ярусов плиты; *19* — стратиграфические несогласия; *20* — разломы; *21* — складчатый комплекс Добруджи; *22* — пермский (возможно, частично триасовый) комплекс; *23* — палеозойская плита Европейской платформы; *24* — глубины по скважинам.



Бу-Маад-Баборская подзона занимает центральную часть Южно-Кабильской структурно-формационной зоны. На отдельных участках она отделена от срединного массива Большой Кабилии подзоной «Известняковой цепи» и соответствует примерно «подзоне флиша» и зоне II Л. Гланжо. Подзона Бу-Маад-Бабор наиболее ярко выражена, с одной стороны, в Бу-Маадском и Блидинском Атласах, с другой — в расположенных на востоке этой зоны Баборских горах.

В Бу-Маадском и Блидинском Атласах выделяются две «послепокровные антиклинальные зоны», в которых выходит мощная флишоидная, или сланцевая пелитовая, серия, как ее называют Л. Гланжо, М. Дюран Дельга и др. В нижней своей части эта серия становится более известковистой, а в верхней обогащается песчаниками. Нижняя часть серии относится к неокому (Durand Delga, 1969). Верхняя — представлена «среднемеловым» сланцевым комплексом с горизонтом известняков, который в целом дисгармонично перекрывается весьма своеобразными отложениями эоцена в виде белых известковистых мергелей с редкими кремнями и нумулитами (Flandrin, 1948).

Бу-Маад-Баборская структурно-формационная подзона и ее отдельные части в литературе описаны под разными названиями: «северотельский автохтон», «подкабильский параавтохтон», «автохтон Бу-Маадского и Блидинского Атласа» (Durand Delga, 1962, и др.).

М. Кнекен (Kieken, 1962), например, характеризует эту подзону, не обособляя ее отдельно, в составе Южно-Кабильской структурно-фор-

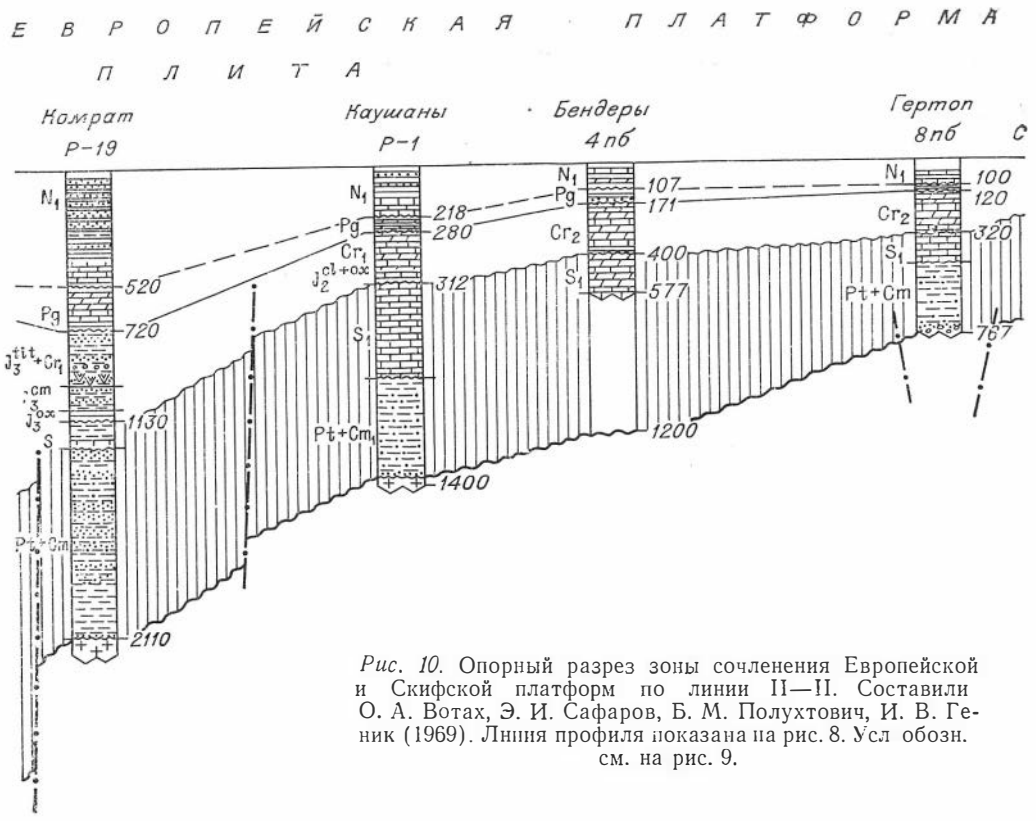


Рис. 10. Опорный разрез зоны сочленения Европейской и Скифской платформ по линии II—II. Составили О. А. Вотах, Э. И. Сафаров, Б. М. Полухтович, И. В. Геник (1969). Линия профиля показана на рис. 8. Усл обозн. см. на рис. 9.

мационной зоны, которую он называет «бассейном Дахра-Бабор». По его представлениям, в мелу и третичном периоде здесь имело место непрерывное осадконакопление; опускания в этом бассейне были достаточно сильными, так как мощность одних только третичных отложений превышает 3000 м (см. рис. 11—13). Этот палеотектонический структурный элемент, занимавший, согласно М. Киекену, современную Дахру, горы Блида—Табла и Бабор, иногда выделяется еще под названием «геосинклиналь Дахра — Бабор».

Подзона «флишевый надвиг» выделена Л. Гланжо (Glangeaud, 1932). Она обрамляет на многих участках южные края срединных массивов Большой и Малой Кабилии. Собственно масса «флиша» здесь сильно смята в мелкие складки и по надвигам зоны разломов Известняковой цепи дислоцирована в целом в южном направлении (см. рис. 41). Флишевые толщи этой зоны сначала рассматривались как «альб-аптские» отложения. Через двадцать с лишним лет, в результате изучения фораминифер, отнесенных почти ко всем ярусам мела, стало ясно, что подзона «флишевый покров» Южно-Кабильского прогиба Тельской геосинклинали представляет собой серию широкого стратиграфического диапазона: от валанжина до датского яруса (Durand Delga, 1955; Kieken, 1962). В более поздних работах доказывается, что флиш этой структурно-формационной подзоны имеет еще более широкий стратиграфический диапазон — от титона до среднего эоцена (Durand Delga, 1969). По данным Л. Гланжо, подзона флиша была надвинута на юг в конце лютетского века, так как слои с мелкими нуммулитами верхнего эоцена являются более поздними по сравнению с надвигом.

Подзону Известняковой цепи в качестве самостоятельной единицы под названием «лейасовая цепь» выделил Э. Фишер (Ficheur, 1891). Однако ее часто называют, вслед за Л. Гланжо, подзоной Известняковой цепи. Надо сказать, что подзона Известняковой цепи, как и мно-

гие другие подзоны Тельской области, первоначально была обособлена как палеотектоническая единица — бордюр нижнеюрских известняков на южных склонах срединных массивов Кабилии.

По описаниям Л. Гланжо, Известняковая цепь на юге Большой Кабилии (от г. Буиры до мыса Тенез) характеризуется исключительным постоянством. Она сложена палеозойскими, лейасовыми и среднеюрскими (оолитовыми) известняками, на которых непосредственно залегают отложения лютетского яруса (рис. 11, 14, 15). В редких пунктах, таких как Шенуа и Бу-Загза, отмечаются небольшие прослойки мела. Лейасовые и лютетские известняки находятся в очень сильно сжатых складках палеозоя, опрокинутых на юг и обычно линейных. По мнению Л. Гланжо, в начале эоцена слои Известняковой цепи здесь были лишь слегка прогнуты.

Л. Гланжо не согласен с Э. Фишером в том, что складчатость Известняковой цепи была завершена в конце юры и что третичные орогенические фазы здесь оказали только слабое влияние на краевую структуру массива Большой Кабилии. К концу мезозоя в этой подзоне образовались лишь одна или две складки большого радиуса кривизны. Это был известковый бордюр древнего массива. Главный пароксизм, который дал цепи ее современную сложность, согласно Л. Гланжо, датируется концом лютетского века. В то же время Л. Гланжо отмечает, что к концу юры подзона Известняковой цепи располагалась на севере прогиба Блида, представляя собой южный край «геоантиклинали» Кабилии. Известняковая цепь достигла своей современной высоты только после неогеновых складчатостей.

Таким образом, по анализу перерывов и несогласий в Известняковой цепи нельзя установить, какая именно складчатость была «главной» и предельно точно определить ее возраст. Деформации в данном случае были многократными и продолжались, периодически усиливаясь, на

Рис. 11. Схема расположения опорных профилей и стратиграфических разрезов Северного Алжира. Составлена О. М. Ахмедовым и О. А. Вотахом, 1971.

1 — Южно-Атласская (Северо-Сахарская) зона разломов — южная граница эпигерцинской платформы; *2* — северная граница эпигерцинской платформы; *3* — опорные разрезы; *4* — линия профилей. 1—36 — места расположения опорных обнажений и скважин, использованных при выделении структурных этажей и формаций (см. рис. 12—15).

всем обозримом отрезке геологического времени от юры до неогена, фиксируя жизнь глубинного разлома и соседней геосинклинали.

В ряде пересечений по краям срединных массивов Большой и Малой Кабилии (на отрезке от Тенеза до Гельмы) подзона Известняковой цепи обнаруживает большое сходство. На это обратили внимание уже первые исследователи, объединившие краевые части срединных массивов в одну палеотектоническую подзону, особенно отчетливо выраженную по известнякам лейаса.

В **Нумидийской подзоне** некоторые исследователи видят продолжение Известняковой цепи в структуре так называемой Нумидийской цепи, расположенной к востоку от Бабора. На отрезке между хребтом Сиди Дриз и г. Гастю этот структурный элемент, названный П. Дело (Deleau, 1952) Нумидийской геоантиклиналью по фациям некоторых стратиграфических подразделений, в частности юры, явно напоминает структурно-формационную подзону Известняковой цепи, но сильно отличается от нее по структуре и парагенезу пород.

Мезозойский комплекс Джурджуры представлен системой сильно дислоцированных и надвинутых на юг блоков, тогда как одновозрастные отложения Нумидийской цепи, по выражению М. Киекена (Kieken, 1962), являются «коренными». В Нумидийской цепи триас представлен только пудингами и красными песчаниками с хорошо окатанными обломками палеозойского фундамента, более или менее метаморфизованного. На этом поднятом основании лейас залегает несогласно. На западном отрезке Нумидийской цепи мощность отложений этой подзоны увеличивается, и они переходят в «батиальные фации» Южно-Кабильской структурно-формационной зоны.

Прикабильская подзона выделяется иногда в качестве самостоятельной палеогеографической зоны на севере Тельской геосинклинали, перед южным краем срединного массива Малой Кабилии (Durand Delga, 1955, 1962, 1969) (см. рис. 14, 15, 40). В ее состав входят западная часть Нумидийской цепи и восточные отроги Баборских гор.

В Прикабильской зоне в отличие от других зон Теля добарремские «илистые» отложения мезозоя «тельской» фации вверх по разрезу становятся флишоидными (кабильская фация). Черты сходства с Прикабильской зоной М. Дюран Дельга находил в «промежуточных чешуях», которые ранее были выделены Л. Гланжо на севере Алжирской провинции на отрезке Тенез — Шенуа, и особенно на участке от Блиды до Палестро.

Северо-Кабильская структурно-формационная зона

Эта структурно-формационная зона занимает сравнительно короткую (около 100 км) полосу средиземноморского побережья Алжира на отрезке от Бужи до Делиса, западнее которого она полностью уходит под Средиземное море (см. рис. 14, 28). Южнее располагается срединный массив Большой Кабилии. На прилегающих к Северо-Кабильской структурно-формационной зоне склонах фундамента срединного массива выделяются три крупных подразделения: а) конгломераты и песчаники аквитанского яруса или верхнего олигоцена, трансгрессивно залегающие на палеозойском фундаменте; б) флиш мелового, эоценового и олигоценового возраста с ремаииевой фауной, надвинутый на верхний олигоцен и палеозойский фундамент; в) нумидийские песчаники.

Аллохтонность Северо-Кальбийских флишей здесь устанавливается по нахождению флиша в современной структуре выше отложений аквитанского яруса, которые трансгрессивно залегают на фундаменте Кабильских массивов.

Во многих районах Северо-Кабильской структурно-формационной зоны (Сумамская возвышенность, западные отроги Баборских гор) фли-

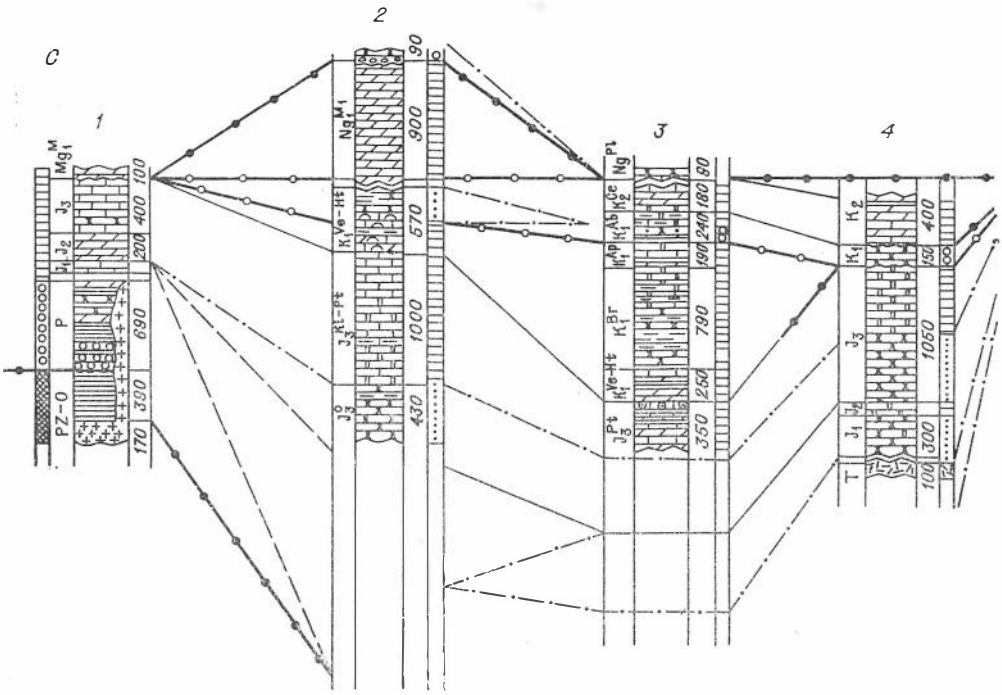
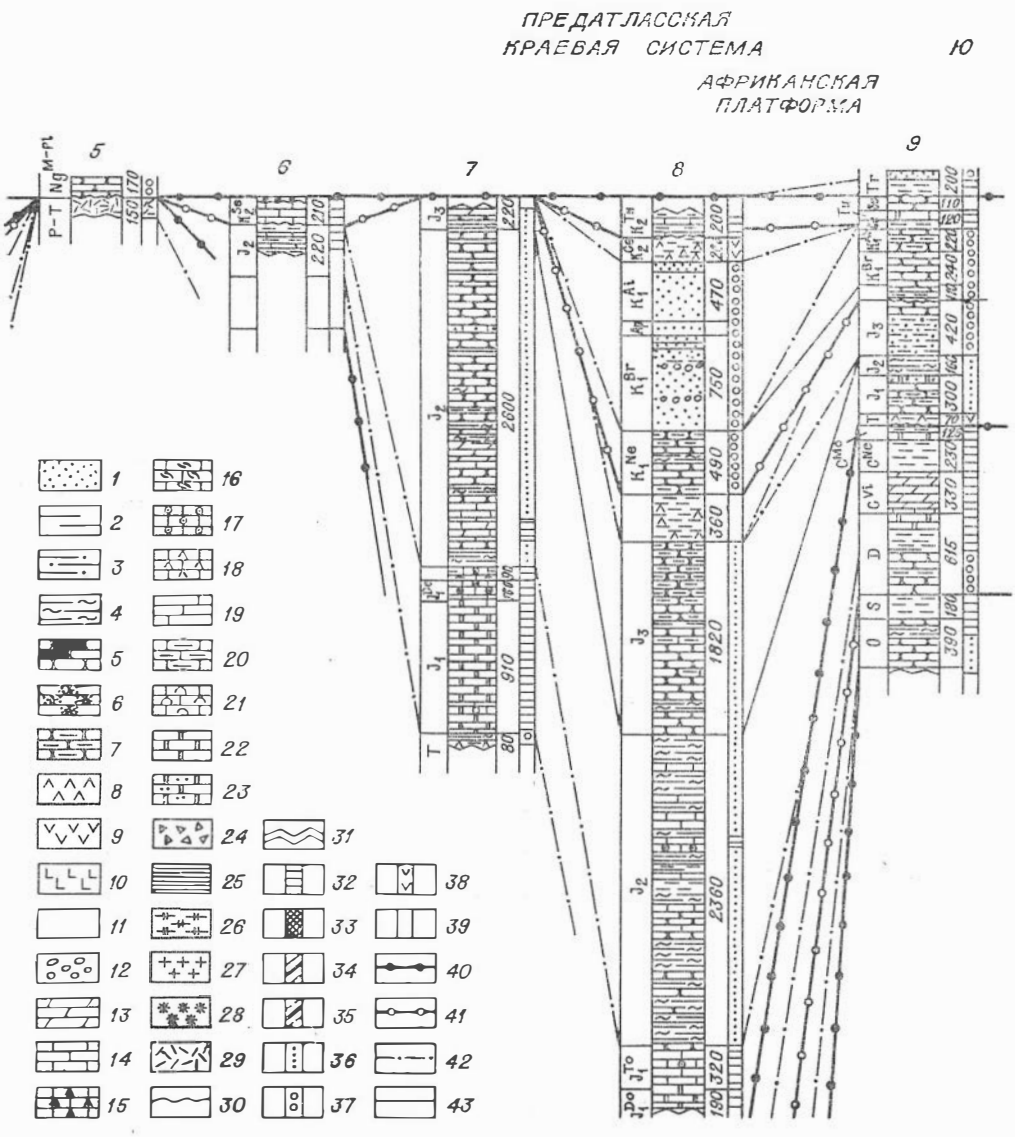


Рис. 12. Структурные этажи и формации в опорных разрезах Ксурского профиля (линия I—I на рис. 11 и 28). Составили О. М. Ахмедов и О. А. Вотах, 1971.

1—29 — типы пород в опорных разрезах (*1* — пески, *2* — глины, *3* — глины песчанистые, *4* — глины алевритистые, алевриты, *5* — пески, песчаники, *6* — песчаники, *7* — песчаники глинистые, *8* — гипс, *9* — ангидрит, *10* — соль, *11* — гравий, гравелиты, *12* — конгломераты, *13* — мергели, *14* — известняки, *15* — известняки кремнистые, *16* — известняки органогенные, *17* — известняки оолитовые, *18* — известняки трещиноватые, *19* — известняки доломитовые, *20* — известняки глинистые, *21* — известняки ракушечниковые, *22* — доломиты, *23* — доломиты песчанистые, *24* — брекчия, *25* — сланцы, *26* — гнейсы, *27* — граниты, *28* — андезиты, *29* — вулканические породы); *30* — несогласия; *31* — невскрытые части разрезов; *32—39* — формации (*32* — морские карбонатные формации, *33* — флишоидные формации, *34* — морские терригенные формации (сероцветные), *35* — морские пестроцветные формации, *36* — континентальные формации, *37* — континентальные формации с конгломератами (красноцветные), *38* — эвапоритовые формации, *39* — метаморфические формации нерасчлененные); *40—43* — границы (*40* — элементарных тектонических комплексов, *41* — формационных этажей, *42* — петрографических формаций, *43* — стратиграфических подразделений). Стратиграфические границы особым знаком показаны лишь в тех случаях, когда они не совпадают с границами формаций и структурных этажей, формационные границы показаны лишь тогда, когда они не совпадают с границами структурных этажей.

шевые фации Северо-Кабильского или «внутреннего» прогиба очень трудно отделить от флишевых фаций «внешнего» или Южно-Тельского прогиба, относящегося уже к другой структурно-формационной зоне. В этих пересечениях Северо-Кабильские и Южно-Кабильские флиши иногда соединяются в единую неразделимую массу. Поэтому некоторые геологи, в частности М. Дюран Дельга, считают, что эти фации накапливались в одном и том же огромном и сложно построенном прогибе, а не в прогибах, которые окружали с севера и юга срединные массивы Большой и Малой Кабилии, как это представляют себе другие (Caire, 1957). Однако в этих разных, на первый взгляд, концепциях существенного противоречия нет: частные прогибы Тельской геосинклинали образуют самостоятельные структурные элементы на отрезках к югу и северу от срединного массива Большой Кабилии; восточнее массива они соединяются, составляя вместе с Уарзени-Бибанским прогибом структурный элемент следующего ранга — Тельскую геосинклиналь, представленную в современном структурном плане (см. рис. 28) главным геосинклинальным комплексом складчатой области.



Структурно-формационная зона Уарзени—Бибан

Зона Уарзени—Бибан в современной структуре выражена в виде двух антиклинориев Уарзени и Бибан, которые вместе иногда называются «внутрительским автохтоном» или объединяются в один антиклинорий Уарзени—Бибан. Зона прослеживается более чем на 300 км вдоль южного края Тельской геосинклинали, отделяясь от расположенной севернее Южно-Кабильской структурно-формационной зоны Шелифской зоной разломов и Шелифским срединным массивом. Ядро ее сложено нижнемеловыми отложениями, имеющими большую мощность (см. рис. 12, 13, 39). Аптские и частично альбские отложения имеют вид темного песчано-сланцевого флиша с толстыми пластами кварцитов, сравнимого с флишем Северо-Кабильской зоны или Ультра-Кабилии, но только с той разницей, что сюда обломочный материал был принесен с юга (Durand Delga, 1962).

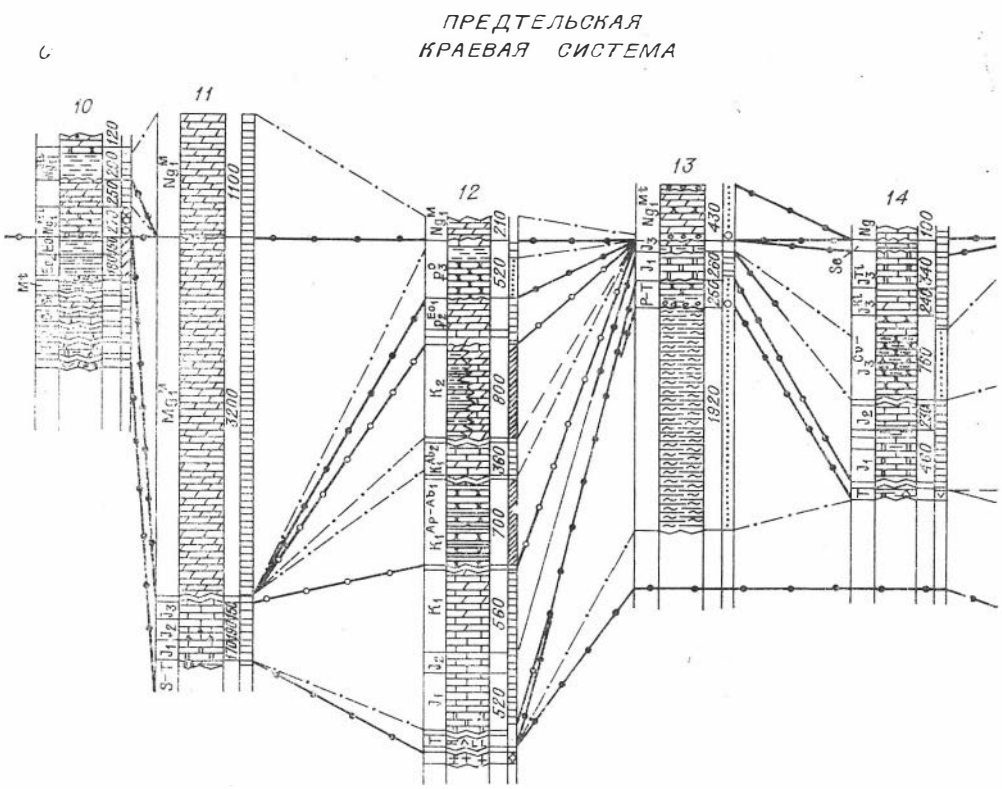


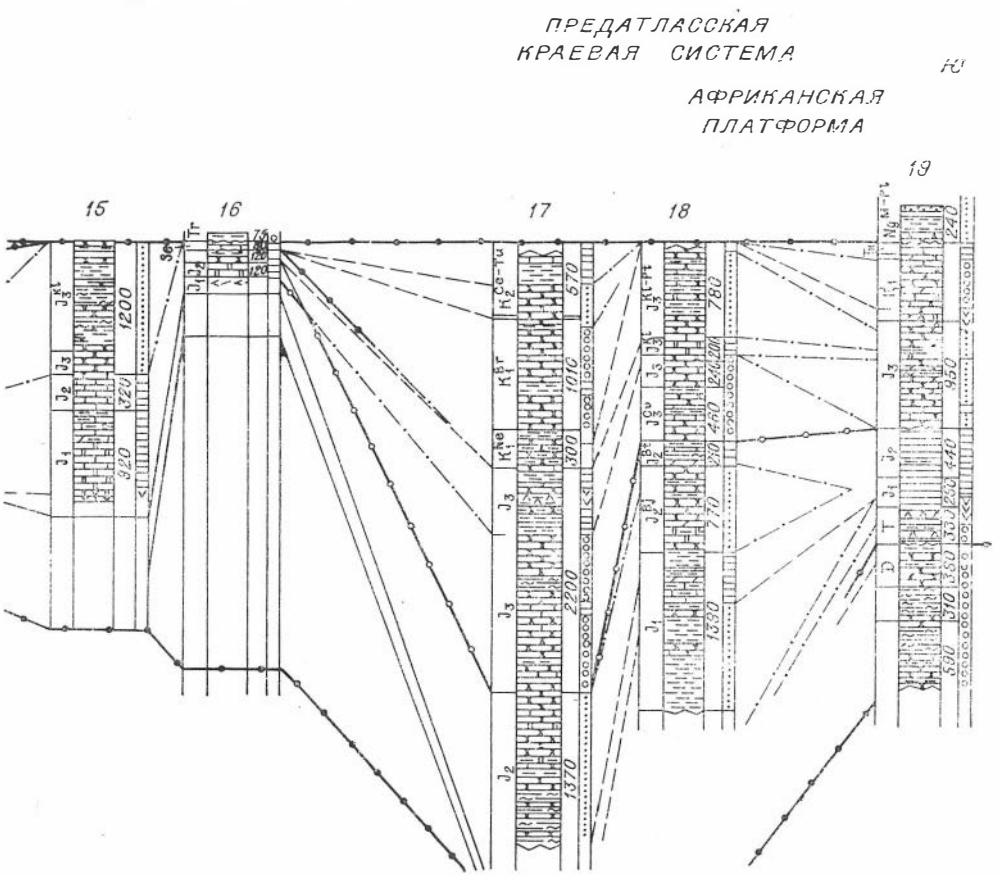
Рис. 13. Структурные этажи и формации в опорных разрезах Амурского профиля (линия II—II на рис. 11 и 28). Составили О. М. Ахмедов и О. А. Вотах, 1971. Усл. обозн. см. на рис. 12.

Горы Бибан в целом соответствуют крупному одноименному поднятию, западная часть которого определяется как антиклинорий. На востоке по надвигам, входящим в состав Шелифской зоны разломов, этот структурный элемент контактирует непосредственно с флишевой подзоной, которая, наряду с Известняковой цепью, окаймляет с юга срединный массив Большой Кабилии.

Слои мелового «флиша» смяты и дислоцированы, складчатая структура флишевой толщи (см. рис. 39) в целом не согласуется со структурой вышележащей толщи мезозойского возраста. Две толщи образуют здесь несогласие особого типа, которое Л. Гланжо назвал «тектоническим несогласием». М. Дюран Дельга выделяет эту зону как «инфрательский автохтон Восточного Уарзени и Бибана».

Структура Уарзени описана в работах М. Маттоера, Ж. Полвеча, М. Киекена, М. Дюран Дельга и др. (Mattauer, 1958; Polveche, 1960; Kieken, 1962; Durand Delga, 1962, 1969). В ядре антиклинали «Река Фодда» здесь отмечают «предполагаемый автохтон», верхнеюрско-нижнемеловые (титон и неоком) отложения которого напоминают фации Прикабильской зоны, выделяющейся южнее Малой Кабилии. Апт-альбские отложения, представленные песчано-сланцевыми фациями, близкими к флишу, залегают на юрско-меловом карбонатном комплексе трансгрессивно и перекрываются известковистыми мергелями вракона-сеномана (см. рис. 13, 39).

Флишевые фации альба, представленные монотонным чередованием листоватых глин с пластами или прослойками кварцитовых песчани-



ков, развиты во всех «автохтонных массивах» Уарзени. Слои альба в Уарзени (зона Гран Пика) залегают на неокоме или доггере с прослоем конгломерата, содержащего элементы аптских, неокомских и юрских пород. Более молодые стратиграфические подразделения до нижнего миоцена (бурдигальский ярус) включительно находятся в аллохтонном залегании или в блоках, ограниченных разрывными нарушениями.

В мергелях среднего мела Уарзени имеются элементы седиментационных оползней, пришедшие из более древних отложений (Polveche, 1960).

В южной части Уарзени нижнемеловой (баррем—апт) разрез имеет (Mattauer, 1958) трехчленное строение (снизу вверх): 1) голубые глины с прослойками кварцитов, относимые к верхам неокома и к баррему; 2) зеленые глины с очень многочисленными прослоями кварцитов с косой слоистостью и волноприбойными знаками и несколькими редкими прослоями известняков, содержащими фауну баррема — апта; 3) рифоидные известняки. Общая мощность этих трех подразделений около 2000 м. В моноклинали Амруна, на северо-западе Уарзени, наблюдается примерно такая же последовательность разреза, но с фауной верхнего готерива в основании и общей мощностью отложений 3000 м. Средняя часть разреза, в которой содержатся редкие аммониты баррема, принимает здесь вид настоящего флиша. В Западном Уарзени отложения апта и нижнего альба представлены флишем, имеющим видимую мощность 1000 м и очень бедным фауной. В восточной части Уарзени мощность флишевых отложений альба достигает 1500 м (Mattauer, 1958).

Краткая характеристика некоторых элементарных формаций Северного Алжира

В литературе по Северному Алжиру наиболее полно охарактеризована группа флишевых (флишоидных) формаций, которая широко распространена в главном геосинклинальном комплексе Тельской складчатой области.

Южнее древних массивов Большой и Малой Кабилии находится пояс классического песчано-сланцевого флиша, входящий в состав описанной выше Южно-Кабильской структурно-формационной зоны. В пропластках тонкозернистых известняков названного флиша отмечаются сообщества кальпионелл и наннноконусов, характеризующие пограничные слои титона-берриаса и неокома-баррема (Durand Delga, 1955). По ним определяется нижняя стратиграфическая граница флишевой группы формаций в Тельской геосинклинали. Верхняя стратиграфическая граница флишевых формаций здесь остается еще менее определенной и датируется, как об этом уже говорилось, условно средним эоценом.

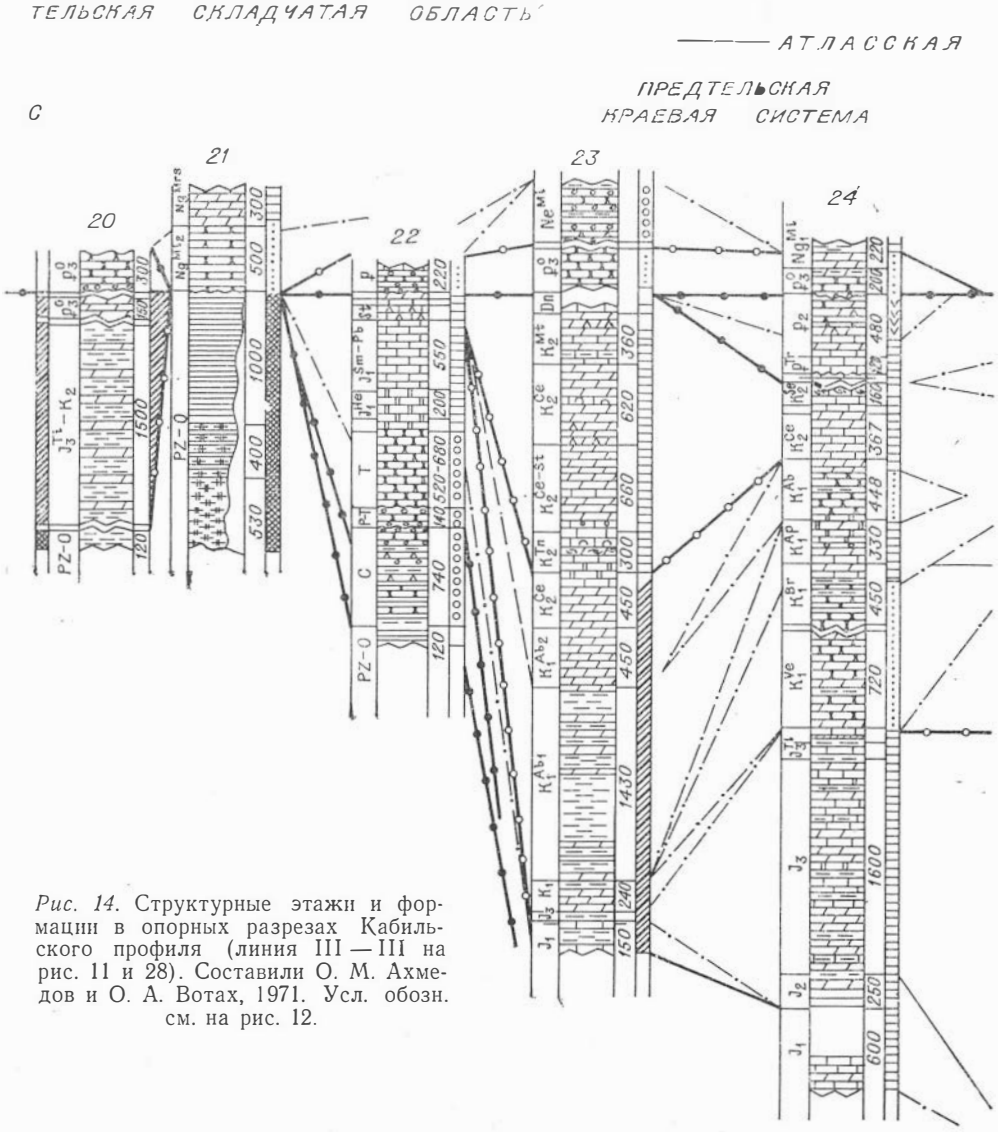


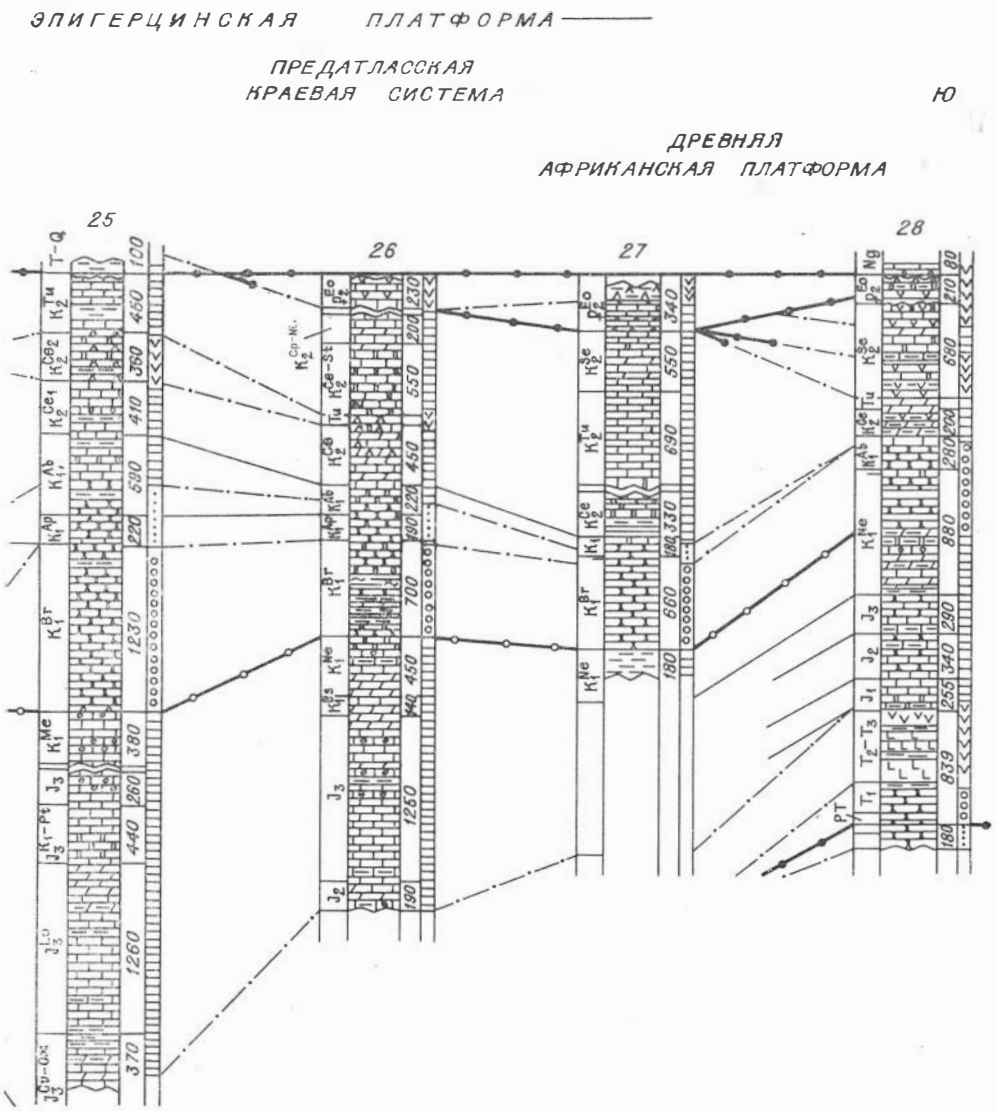
Рис. 14. Структурные этажи и формации в опорных разрезах Кабильского профиля (линия III — III на рис. 11 и 28). Составили О. М. Ахмедов и О. А. Вотах, 1971. Усл. обозн. см. на рис. 12.

Флиш песчано-сланцевого, или кварцито-сланцевого, типа можно наблюдать в бордюре древних массивов Кабилии с востока на запад от Шершеля до Бона (Аннабы) на расстоянии более 500 км. Это типичный флиш, известный в литературе еще как «альб-аптский флиш». В стратиграфическом разрезе и по латерали в нем наблюдаются существенные фациальные изменения.

Фациальные типы флишевых формаций и их положение в структуре складчатой области

Среди мелового флиша М. Дюран Дельга (Durand Delga, 1969), опираясь в основном на фации нижнего мела, различает два главных типа: флиш типа Герруш и флиш кварцито-сланцевой фации.

Во флише типа Герруш, распространенном преимущественно в районах, прилегающих к Средиземному морю, нижнемеловые отложения состоят из мощной сланцевой серии, содержащей толстые пласты полимиктовых (некварцевых) песчаников, очень тонкозернистых, на ско-



ле зеленоватых; нижнемеловой флиш более внешних по отношению к Средиземному морю зон отнесен к кварцито-сланцевому типу. Флиш типа Герруш первоначально был обособлен как покров Герруш на севере Константинской провинции у г. Джиджели (Durand Delga, 1955, 1969). Отложения, отнесенные к апту и альбу, в этом районе остаются палеонтологически не охарактеризованными. Основание верхнего мела здесь датируется по розалинам. Флиш этого типа распространен на западной окраине древнего массива Малой Кабилии, занимая «внешнее» по отношению к нему положение; флиш геррушской фации отмечен также на восточном берегу р. Эль-Кебир у Эль-Милиа в Малой Кабилии. К западу от Эдуга флиш содержит пласты известняков с кальпионеллами берриаса (Hilly, 1957).

Хребет Джурджура с юга тоже окаймлен флишем, содержащим крупные песчанистые пачки, идентичные тем, что содержатся во флише типа Герруш. Эта фация флиша прослеживается здесь в виде узкого пояса от Акбу до Митиджи, детально изученного на южном входе в ущелье Палестро и на юге хребта Бу-Жегза, где слои флиша часто имеют прямые углы падения. Перед перевалом Шеллата в основании фли-

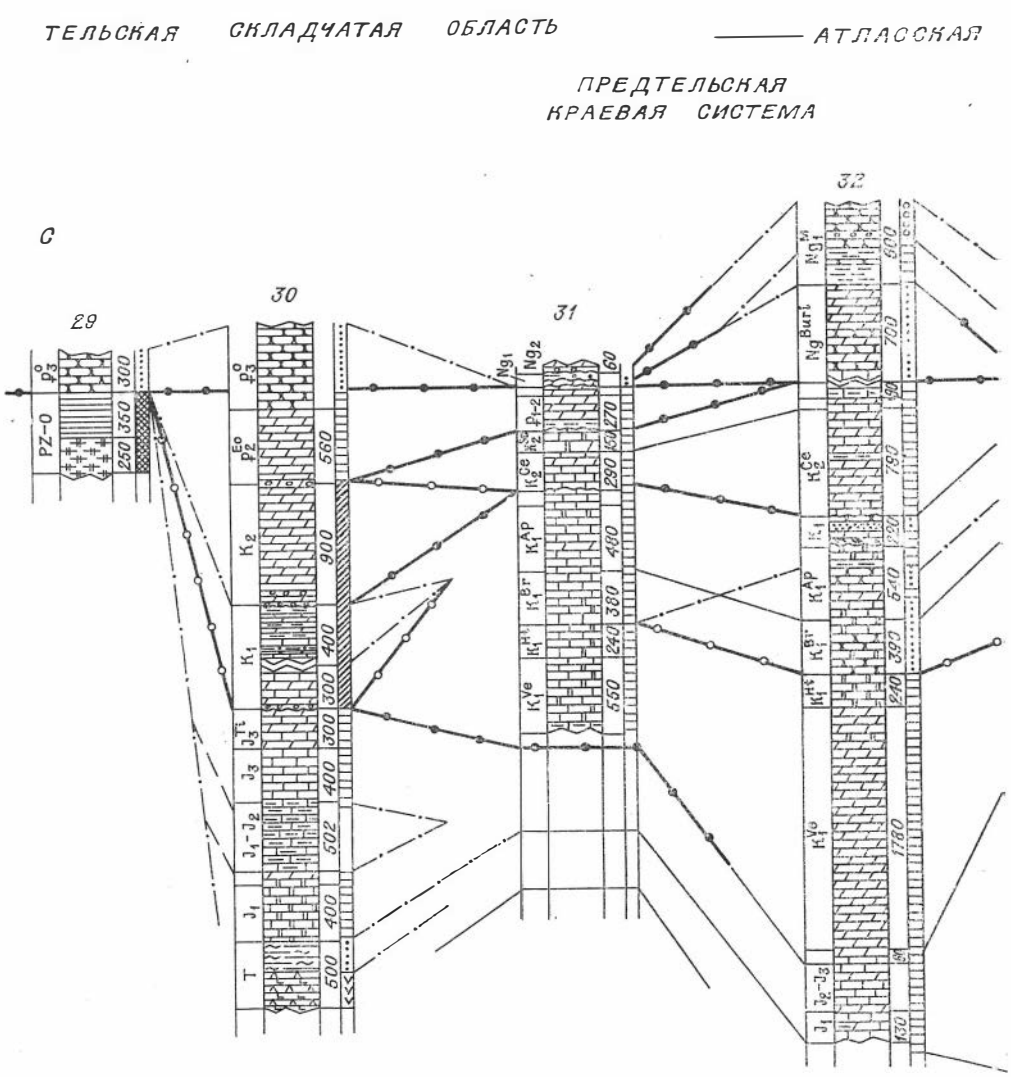
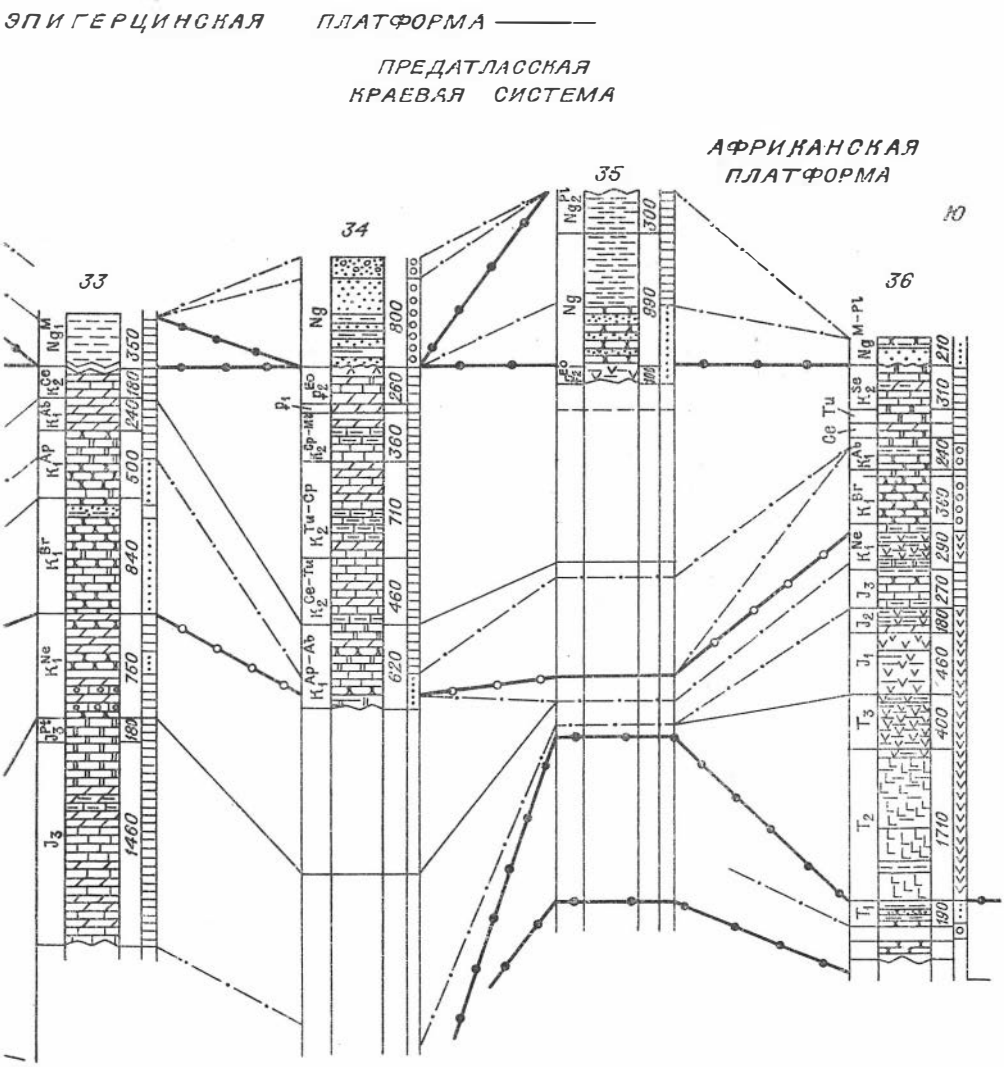


Рис. 15. Структурные этажи и формации в опорных разрезах Константинского профиля
обозн. см. на рис. 12.

ша типа Герруш известняковые мергели датируются верхним берриасом. Они залегают здесь с маломощным прослоем пудингов в основании на красных радиоляритах мальма (Durand Delga, 1969). В пудингах присутствуют обломки переотложенных спилитов. Верхняя часть флиша типа Герруш (дорога через перевал Тирурда) содержит пласты зеленых кварцитов предположительно альбского возраста, а также мощный «дикий флиш» с линзами известняковых брекчий, содержащими кремнистые горизонты предположительно верхнего мела.

Таким образом, срединный массив Большой Кабилии на протяжении 130 км с юга окаймляется флишем типа Герруш, который занимает «внешнее» по отношению к массиву положение. Аналогичный флиш характерен для внешнего края Гребня Шенуа, где он относится к берриасу, готериву и баррему. К югу от этой зоны, в Дахре, между мысами Крамис и Тенес, глинисто-песчанистые толщи, которые называются «нумидийскими», на самом деле принадлежат к флишу геррушской фации, который образует здесь «верхний покров», расположенный на нижнемеловом флише кварцито-сланцевой фации (Durand Delga, 1969).



(линия IV—IV на рис. 11 и 28). Составили О. М. Ахмедов и О. А. Вотах, 1971. Усл.

Мощный нижнемеловой флиш кварцито-сланцевой фации на севере Алжира представлен, как правило, переслаиванием глин или рассланцованных пелитов, черноватых или зеленоватых и маслянистых на изломе, и кварцитов тех же оттенков. В них встречаются линзы, иногда значительные, крупнозернистых песчаников (обычно с кварцем), фации которых, по мнению М. Дюран Дельга, напоминают олигоценовый «нумидий». В этом флише наблюдаются также тонкие пласты кварцитов, зеленоватых или темных, иногда крупнозернистых, находящиеся в виде прослоев в глинисто-сланцевой серии.

Во флишах этого типа на отрезке Теля от Тенеса до Филиппвиля (Скигды) отмечаются орбитолины альб-апта (Flandrin, 1948). В песчанистых горизонтах кварцито-сланцевого флиша обнаружены редчайшие в этих местах аммониты нижнего и верхнего альба (Glangeaud, 1932; Mattauer, 1958).

Помимо кварцито-сланцевого нижнемелового флиша в Тельской области известны «известняково-мергелистый» эоценовый и песчаный олигоценовый флиши. Наконец, грубый песчаный флиш, предположительно аквитанского возраста, образует «нумидий», который распространен как на севере, на Кабильских массивах, так и южнее их — в главном геосинклинальном комплексе складчатой области.

Верхний мел (плохо охарактеризованные отложения турона и сенона) представлен двумя фациальными типами. Один из них, широко распространенный в Северо-Кабильских флишах, состоит из мергелей и сланцеватых глин, часто пестрых, со слоями известковистых песчаников, детритовых мергелистых известняков, мелкообломочных конгломератов, иногда также из зеленоватых тонкозернистых известняков. Второй тип фаций верхнего мела — это серые мергели, содержащие пласты микроконгломератов с обломками известняков и иногда кварцевых песчаников с обильной микрофауной. В них встречаются пласты известковистых песчаников с кварцитами или без них (Durand Delga, 1969).

Распространенные вокруг Малой и Большой Кабилии флишевые отложения сеномана, турона и сенона характеризуются в целом фациями менее песчанистыми и более известковистыми, что в общем не свойственно всем более древним меловым флишевым формациям. Исключительно разнообразны и сильно меняют фации как по разрезу, так и по латерали сенонские флиши. Таким образом, среди меловых отложений в Тельской складчатой области различаются три главных фациальных типа флишевых формаций:

1. Песчано-сланцевый флиш «альб-аптского» вида, в котором по составу обломочного материала в песчаниках выделяют две фации — кварцито-сланцевую и полимиктовую (флиш типа Герруш).

2. «Флиш с серыми микробрекчиями», представленный чередованием мергелей и слоев известняковых микробрекчий, иногда орбитоидных. Эта флишевая формация содержит горизонты, начиная от нижнего сенона до маастрихта; на севере провинции Константина она составляет пластину шарьяжа, расположенную между «мергельным тельским мелом» и крупными массивами «нумидийских» песчаников.

3. Третий тип фаций сенонского флиша Кабилии несколько отличается от типичного флиша: это мергели и сланцевые глины с многочисленными пластами известковистых песчаников, обломочных мергелей и известняков, микроконгломератов, иногда известняков. Эти фации встречаются в прибрежном секторе Алжира: на севере Большой Кабилии, на западе и юге Малой Кабилии (Durand Delga, 1955), в Кабилии де Колло и Эдуге (Hilly, 1957).

Флишевые формации Тельской складчатой области различаются также по своей структурной позиции. М. Дюран Дельга, например, выделяет три типа флишевых формаций, которые занимают разное положение в структуре области: 1) Северо-Кабильский флиш, занимающий

наиболее внутреннее положение и находящийся на массивах Бол. и Мал. Кабилии или к северу от них; 2) Южно-Кабильский флиш, располагающийся вдоль «гребня» Кабилии, южнее структурно-формационной подзоны Известняковой цепи; 3) изолированные массы флиша, покоящиеся на самых внешних частях главного геосинклинального комплекса Тельской складчатой области.

Каждый из этих трех типов флишевых формаций входит в состав ранее охарактеризованных структурно-формационных зон: Северо-Кабильской, Южно-Кабильской и Уарзени-Бибанской.

Палеогеновые флишевые серии часто оказываются тесно связанными с сеноном, содержащим микробрекчии. По структурным и вещественным признакам они практически неотделимы от верхнемеловых флишевых формаций. Анализ микрофауны позволил по крупным фораминиферам выделить в этих «донеонуммулитовых» сериях палеоцен, ипрский и лютетский ярусы, а также «оверские» слои. Верхнеэоценовые и олигоценовые флишевые формации по своей структурной позиции в целом резко отличаются от всех более древних формаций. В большинстве районов Северного Алжира они входят в состав «неонуммулитового» структурного этажа и рассматриваются в следующем разделе, посвященном строению структурных этажей.

СТРОЕНИЕ СТРУКТУРНЫХ ЭТАЖЕЙ В КРАЕВЫХ ЧАСТЯХ ПЛАТФОРМ И СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Региональное изучение структурных этажей на уровне слоев горных пород, их наборов и элементарных формаций дает возможность выявить характер изменчивости границ между этажами на площади их распространения. Оно способствует нахождению общих черт в строении и составе этих крайне разнообразных и порою еще не совсем ясных структурных элементов земной коры. На основе таких региональных тектонических исследований в зонах сочленения разных тектонических структур, очевидно, можно получить также ответ на интересующий нас вопрос о том, как слоистые (этажные) элементы земной коры могут быть увязаны с ее латеральной структурной зональностью. Для решения этих вопросов в качестве главных региональных примеров взяты докембрийские структурные этажи западной окраины Сибирской платформы и данные о структурных этажах, перерывах и несогласиях, наблюдаемых в разрезах Северного Алжира.

Несогласия и структурные этажи в докембрии Енисейского кряжа

Наиболее ясные структурные этажи на Енисейском кряже устанавливаются по перерывам и несогласиям в залегании верхнепротерозойских слоев. Угловые несогласия здесь известны в основаниях лопатинской, суктальминской, а также лебяжинской (клименской, островной) свит на севере Енисейского кряжа (рис. 16—17), а в основании тасеевской серии — на юго-востоке кряжа (рис. 18, 19).

Эти наиболее существенные региональные несогласия, установленные Л. А. Ячевским (1894) и А. К. Мейстером (1910), позднее описывались в работах С. В. Обручева (1929), Г. И. Кириченко (1963), Л. М. Плотникова (1958), А. В. Лесгафта (1958), М. А. Семихатова (1962), Д. И. Мусатова и М. И. Волобуева (1964), О. А. Вотаха (1968) и Е. С. Постельникова (1973). Упомянутые исследователи по-разному представляют масштабы угловых несогласий и их генезис. Поскольку самые верхние подразделения докембрия и нижний кембрий в пределах Енисейского кряжа (см. рис. 2, 17) сохранились лишь в центральных частях синклинальных складок и в грабенах, каждое угловое несогласие, взятое в отдельности, всегда оказывается несогласием местным.

Между тем залегание чингасанской, вороговской и тасеевской серий, а также нижнего кембрия на самых различных горизонтах докембрия не оставляет сомнения в том, что большая часть угловых несогласий образовалась в связи с формированием главнейших структурных элементов Енисейского кряжа в целом.

Несогласие, отмечаемое в основании тасеевской серии на юго-востоке Енисейского кряжа, по мнению ряда исследователей, является единственным региональным несогласием. С этой, якобы единственной, поверхностью несогласия связывают также проявление на Енисейском кряже байкальской складчатости и внедрение гранитных интрузий (Семихатов, 1962; Мусатов, Волобуев, 1964).

Д. И. Мусатов и М. И. Волобуев (1964), например, пришли к выводу, что в переходных к нижнему кембрию толщах Енисейского кряжа имеется только одно несогласие — в основании тасеевской серии. Опровергая противоположную точку зрения, эти исследователи пишут, что «...ошибочное представление о перерыве в основании нижнего кембрия порождено тем фактом, что его отложения местами трансгрессивно налегают на рифейские» (Мусатов, Волобуев, 1964, с. 51).

Приведенная цитата ясно показывает, что Д. И. Мусатов и М. И. Волобуев не оспаривают факты несогласного залегания разновозрастных свит, занимающих в стратиграфической колонке переходное от докембрия к нижнему кембрию положение, на всех более древних толщах. Однако разновозрастные в различных районах кряжа поверхности несогласия ими рассматриваются как некая единая поверхность структурного несогласия, сформированная перед отложением тасеевской серии — вендского комплекса.

Происхождение разновозрастных угловых несогласий, наблюдаемых в верхних подразделениях докембрия и в основании нижнего кембрия, в данном случае объясняется структурной перестройкой на границе венда и верхнего протерозоя (рифея), после которой структурные элементы кряжа трансгрессивно перекрывались тасеевской серией и кембрием. Однако то, что тасеевская серия вместе с вышележащими карбонатными нижнекембрийскими отложениями образуют крупный осадочный цикл, не может служит доказательством, что в верхних подразделениях докембрия в пределах всего Енисейского кряжа имеется только одна поверхность структурного несогласия. Во-первых, сама тасеевская серия состоит из нескольких трансгрессивных и регрессивных циклов меньшего порядка, во-вторых, стратиграфически ниже тасеевской серии на Енисейском кряже располагается еще один крупный осадочный цикл, в основании которого тоже отмечаются угловые несогласия — ослянская (чингасанская) серия.

М. А. Семихатов (1962) также выделяет одну поверхность несогласия, к моменту формирования которой привязывает главнейшие события докембрийской истории рассматриваемой области — проявление складчатости, метаморфизма и внедрение интрузий. Если Д. И. Мусатов и М. И. Волобуев (1964) опускают эту единственную, по их мнению, поверхность несогласия до подошвы ослянской серии (850±60 млн. лет), то М. А. Семихатов (1962), наоборот, поднимает повсеместно эту границу вместе с поверхностью несогласия до подошвы вышележащей тасеевской серии и значительно омолаживает, таким образом, возраст стратиграфических аналогов ослянской серии — вороговской и чингасанской серий, развитых на севере Енисейского кряжа.

На самом деле, в составе верхнепротерозойского формационного структурного этажа, о котором здесь идет речь, имеется несколько разновозрастных поверхностей несогласного залегания слоев и перерывов, по которым структурный этаж расчленяется на этажи меньшего ранга. Это особенно хорошо видно в опорных профильных разрезах северной части Енисейского кряжа.

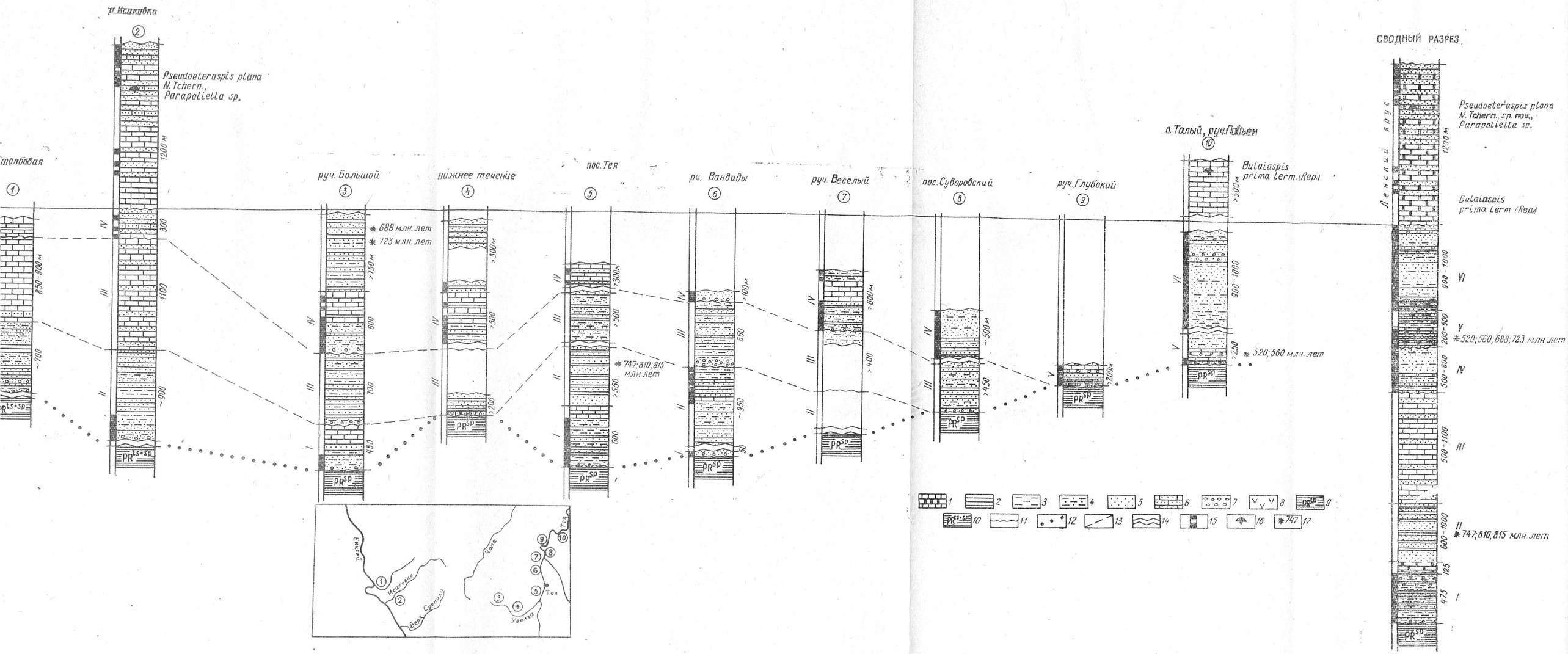


Рис. 16. Разрезы верхних подразделений докембрия на Енисейском кряже и схема их расположения. Составлены О. А. Вотахом (1968) с учетом данных Н. С. Подгорной, А. Г. Гурьева (1962), Л. Г. Заварзина (1963), В. Н. Кристина, Ф. П. Кренделева (1964), Я. Г. Курилина и С. Д. Хорунова (1962).

1 — известняки и доломиты; *2* — сланцы; *3* — аргиллиты; *4* — алевролиты; *5* — песчаники; *6* — песчанистые известняки и доломиты; *7* — гравелиты и конгломераты; *8* — эффузивы; *9* — сухопитская серия протерозоя; *10* — тунгусикская и сухопитская серия протерозоя; *11* — размывы; *12* — подошва структурного этажа, проведенная по наиболее резкому несогласию; *13* — корреляционные линии для суктальминской свиты; *14* — необнаженные части разреза; *15* — красноцветные породы; *16* — фауна; *17* — абсолютный возраст (аргоновый метод по глаукониту). Свиты (цифры у колонок): I — лопатинская, II — карьерная, III — суктальминская, IV — суворовская; V — подъемная; VI — свита Талых островов.

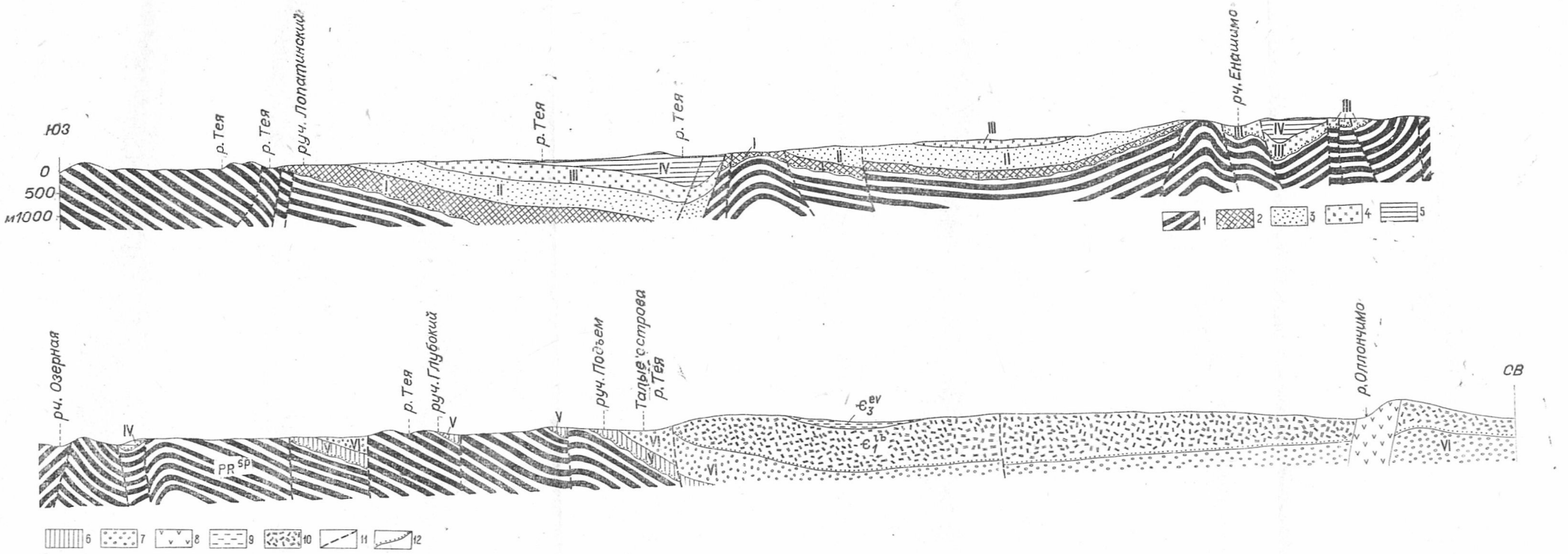


Рис. 17. Геологический разрез северо-восточного склона Енисейского кряжа по р. Тее. Составлен О. А. Вотахом (1964).

1 — сухопитская серия, нижний структурный этаж; *2—7* — свиты верхнего докембрийского структурного этажа (*2* — лопатинская, *3* — карьерная, *4* — суктальминская, *5* — суворовская, *6* — подъемная, *7* — свита Талых островов); *8—10* — палеозойские образования (*8* — траппы, *9* — лебяжинская свита, *10* — эвенкийская свита); *11* — разломы, *12* — несогласия. I—VI — см. рис. 16.

Верхнепротерозойские структурные этажи северной части Енисейского кряжа

Сопоставляя опорные разрезы верхнего протерозоя северной части Енисейского кряжа (см. рис. 16, 17), можно видеть, что стратиграфические объемы структурных этажей на рассматриваемой площади не остаются постоянными. Отчетливо выраженные в их подошве поверхности размывов, играющие в некоторых конкретных разрезах роль нижней границы структурного этажа, по латерали переходят во внутриэтажные перерывы. Формационный этаж распадается на несколько подэтажей, сложенных латеральными рядами элементарных формаций.

О возрасте всего верхнего структурного этажа в этой части кряжа можно судить по определениям абсолютного возраста глауконитов из песчаников, расположенных примерно в 1200—1300 м выше кровли лопатинской свиты (колонка 5 на рис. 16). Известная в литературе (Волобуев, Зыков и др., 1964; Семихатов, 1962) датировка возраста чividинской свиты (747 млн. лет по глаукониту), возможно, относится к этому же горизонту глауконитовых песчаников.

Свиты, слагающие на севере весь верхний структурный этаж докембрия (чингасанская серия+условный алданский ярус, по Г. И. Кириченко, 1963), по возрасту, вероятно, соответствуют ослянской и тасеевской сериям, развитым на юго-востоке кряжа. Существует, однако, мнение, что чингасанская серия является стратиграфическим аналогом какой-либо одной из них — ослянской или тасеевской.

Стратиграфический объем всех докембрийских структурных этажей и подэтажей в северной части Енисейского кряжа неодинаков. На крайнем северо-востоке (колонки 8—10 на рис. 16) верхний в докембрии формационный структурный этаж представлен свитами, которые в целом моложе свит, составляющих этот этаж на северо-западе (колонки 1—7 на рис. 16). В соответствии с различиями в строении этажа и по изменениям мощностей по линии сопоставления разрезов здесь намечается миграция осей древних прогибов сначала на запад (лопатинская, карьерная и суктальминская свиты), а затем на восток в сторону Сибирской платформы. Видимо, эти смещения наряду с размывами привели к тому, что мощность структурного этажа в любой точке на площади всегда меньше общей мощности всех свит, принимающих участие в его строении (рис. 17). Местами свиты верхнепротерозойского структурного этажа залегают прямо на сухопитской и более древних сериях главного геосинклинального комплекса. В этом случае различие в составе пород, разделенных поверхностью несогласия, и большая разница в их возрасте, обусловленная глубоким размывом, создают впечатление длительного перерыва в формировании осадочной толщи, тогда как в смежных районах продолжительность этого же перерыва, определенная по разности возрастов контактирующих свит, оказывается намного меньшей. В последнем случае (колонки 1—3, 5, 6 на рис. 16) перерывы проявляются менее отчетливо, так как выше и ниже поверхности несогласия залегают породы, близкие по вещественному составу и строению.

Таким образом, распределение на площади наиболее резких несогласий зависит прежде всего от их приуроченности к той или иной структурной форме. Поверхность перерыва одного и того же возраста на поднятиях, особенно в зонах разломов, выглядит крупным несогласием, по которому осадочная толща отчетливо подразделяется на структурные этажи, в то время как в прогибах этот перерыв проявляется в виде так называемых внутриформационных конгломератов, и все пачки в слоистой толще описываются как несогласно залегающие друг на друге. Поскольку прогибы и поднятия, как показано, с течением времени смещались, наиболее резко выраженные перерывы в каждом конкретном

разрезе оказались на разных стратиграфических уровнях, совпадающих с границами стратиграфических подразделений только на небольших участках. В общем случае, когда верхний структурный этаж выделяется по наиболее резкому несогласию и рассматривается на всей площади, обнаруживаются пересечения границ этажа с границами стратиграфических подразделений.

Из изложенного становится очевидным, во-первых, что этот верхний структурный этаж докембрия Енисейского кряжа в целом нельзя рассматривать как единицу, имеющую определенный стратиграфический объем и эквивалентную какому-либо, например вендскому, стратиграфическому комплексу, а также связывать начало формирования этажа с единовременным для всей территории перерывом.

Во-вторых, границы всех структурных этажей на площади не остаются постоянными. Они бывают резкостными и постепенными. В каждом конкретном районе кряжа обычно ясно проявляется одна поверхность несогласия, тогда как другие бывают представлены эрозионными (параллельными) несогласиями или просто фиксируются появлением в соответствующих частях разреза конгломератовых или гравелитовых прослоев.

Строение докембрийских структурных этажей в Иркинеевском выступе Енисейского кряжа

В юго-восточной части Енисейского кряжа выделяется входящий в Сибирскую платформу Иркинеевский выступ, который в литературе известен еще как антиклиналь и антиклинорий.

На примере докембрийских структурных этажей Иркинеевского выступа, охарактеризованных в работе О. А. Вотаха и Б. В. Шибистова (1970), хорошо виден тип связи различных этажей платформенного чехла со складчатыми комплексами древней геосинклинальной области.

Верхнепротерозойские отложения (сухопитская и тунгусикская серии с абсолютным возрастом примерно 1300—1000 млн. лет) здесь образуют нижний структурный этаж (70×15 км), обособляющийся по крутым углам падения слоев (30—70°). Отложения тасеевской серии с абсолютным возрастом около 620±50 млн. лет и свиты нижнего кембрия составляют верхний этаж. Последний в пределах выступа залегает на

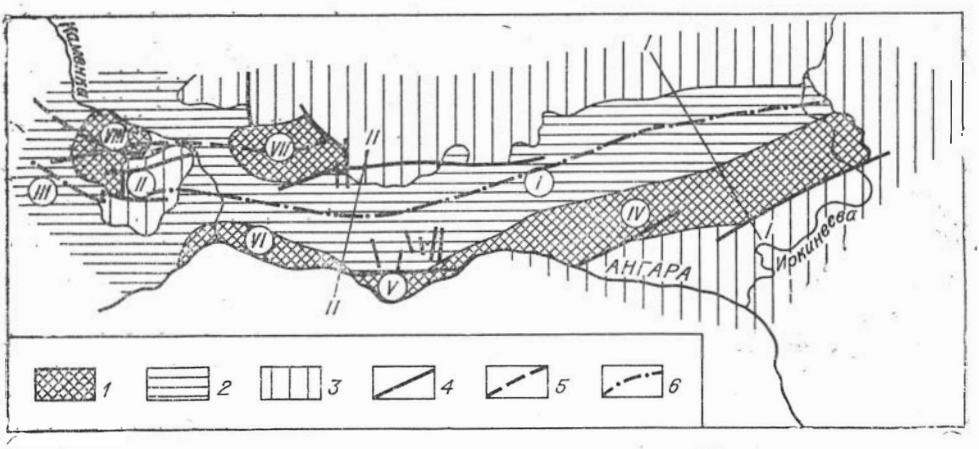


Рис. 18. Тектоническая схема Иркинеевского выступа. По О. А. Вотаху и Б. В. Шибистову (1970).

1 — антиклинальные складки в докембрийском структурном этаже (в сухопитской и тунгусикской сериях); *2* — синклинальные складки в том же этаже; *3* — верхний структурный этаж (тасеевская серия и нижний кембрий); *4* — разрывные нарушения; *5* — оси антиклинальных зон; *6* — оси синклинальных зон. Синклинали: I — Теринская, II — Дерюнгская, III — Дашкинская. Антиклинали: IV — Шуроньская, V — Лунчинская, VI — Усть-Каменская, VII — Енисейская, VIII — Мутовская.

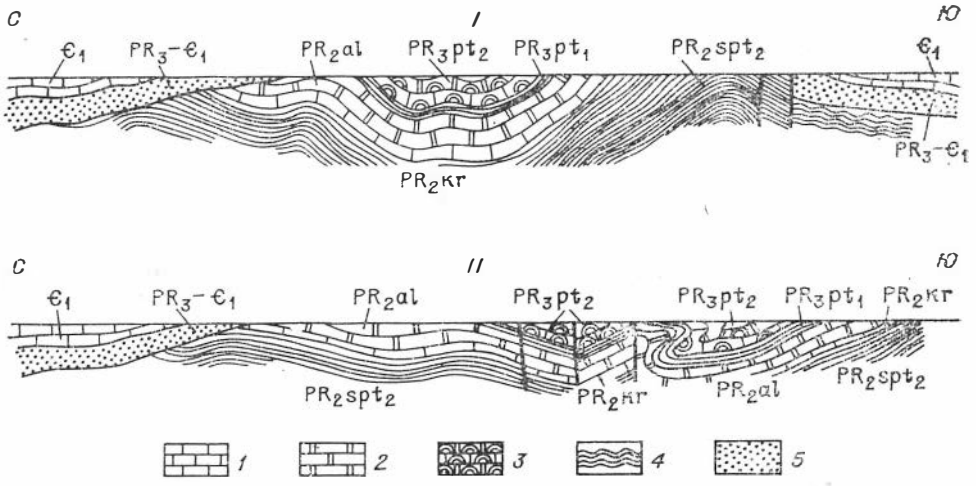


Рис. 19. Геологические разрезы Иркинеевского выступа по линиям, показанным на рис. 18. По О. А. Вотаху и Б. В. Шибистову (1970).

1 — известняки; *2* — доломиты; *3* — доломиты водорослевые (со строматолитами); *4* — сланцы, алевролиты и аргиллиты; *5* — песчаники. ϵ_1 — нижнекембрийские отложения; PR_3—ϵ_1 — тасеевская серия; PR_3pt_2 — потоскуйская свита, джурская толща; PR_3pt_1 — потоскуйская свита, красногорская толща; PR_2al — аладьинская свита; PR_2kr — свита Карточки; PR_2spt_2 — средняя часть сухопитской серии, удерейская и погорюйская свиты нерасчлененные.

нижнем этаже с угловым и стратиграфическим несогласием и относится многими исследователями к чехлу Сибирской платформы.

Наиболее крупной тектонической формой в нижнем этаже является Теринская синклиналь, прослеживаемая в субширотном направлении вдоль всего Иркинеевского выступа (рис. 18). Ядро синклинали сложено в основном карбонатными породами потоскуйской свиты (джурская свита по Г. И. Кириченко, 1963), а крылья — терригенными породами той же свиты, доломитами аладьинской свиты и известняками свиты Карточки. Залегающие выше отложения шунтарской свиты появляются в ядре синклинали лишь за пределами Иркинеевского выступа в обнажениях на р. Каменка. Теринская синклиналь имеет коробчатую форму, она осложнена более мелкой складчатостью и разломами. В западной части синклинали мелкие складки нередко опрокинуты.

Теринская синклиналь находится на продолжении так называемой Западной или Усть-Горбилокской синклинальной зоны Ангаро-Питского синклинория. Южный отрезок этой зоны, состоящий из Могдыгайской, Дашкинской, Дерюгинской и Теринской синклиналей, образует почти прямой угол: синклинальная зона на юге заангарской части Енисейского кряжа резко поворачивает на восток и входит в Иркинеевский выступ (см. рис. 2). Усть-Горбилокская синклинальная зона здесь ограничена Нижне-Ангарской антиклинальной зоной, состоящей из нескольких сравнительно небольших кулисообразных надставляющих друг друга складок. Усть-Каменская (3×15 км) и Лунчинская (2×10 км) антиклинали этой зоны представляют собой приразломные гребневидные складки со сброшенными по разломам южными крыльями. Обе они сложены терригенно-карбонатными породами потоскуйской и аладьинской свит, в ядрах выходят известняки свиты Карточки. Усть-Каменская антиклиналь вблизи осложняющего ее разлома опрокинута на юг (разрез II на рис. 18, 19). В ядре следующей Шуроньской антиклинали (70×40 км), расположенной в восточной части Иркинеевского выступа, выходят более древние терригенные отложения, соответствующие средней части сухопитской серии. Эта антиклиналь также осложняется продольными разломами, среди которых преобладают сбросы (разрез I на рис. 18).

Севернее Теринской синклинали в бассейне Каменки выделяются Мутовская (7×8 км), Ендинская (7×10 км) антиклинали, которые входят в состав Горбилокской, или Ишимбинской, антиклинальной зоны. Ишимбинская антиклинальная зона, так же как и смежная с ней Усть-Горбилокская синклинальная зона, на юге Ангаро-Питского синклинория делает резкий поворот на восток, но не входит в выступ, а по сбросам краевой Анкиновской зоны разломов погружается под чехол Сибирской платформы Иркинеевского выступа.

Иркинеевский выступ в целом тесно связан с Нижне-Ангарской зоной разломов субширотного простирания, которая проходит вдоль нижнего течения Ангары и прослеживается далее на восток до Чадобецкого поднятия по магнитным аномалиям и по цепи локальных поднятий в палеозойском чехле платформы — Иркинеево-Чадобецкому валу.

Западнее Иркинеевского выступа упомянутая зона разломов намечается по серии небольших впадин, выполненных мезозойскими и кайнозойскими отложениями.

Докембрийские толщи, выходящие на дневную поверхность в Иркинеевском выступе и на Чадобецком поднятии, весьма близки по строению разрезов: в обоих районах выделяются одни и те же свиты и отсутствуют верхние подразделения протерозоя (интервал возраста около 1000—700 млн. лет) — шунтарская, киргитейская, нижнеангарская, дашкинская свиты, имеющие в Ангаро-Питском синклинории общую мощность более 3—4 км. Мощности отдельных подразделений докембрия в Иркинеевском выступе не обнаруживают сколько-нибудь существенных изменений по сравнению с мощностями на Чадобецком поднятии. Те части стратиграфических колонок, которые могут быть сопоставлены по истинной мощности (от свиты Карточки до джурской свиты включительно), имеют в Иркинеевском выступе мощность 1,1 км, а на Чадобецком поднятии, по данным Р. Я. Склярова (1962),— 1,1—1,3 км. Все это свидетельствует о том, что в Иркинеевском выступе обнажен дислоцированный, и по этой причине уже входящий в состав складчатой области, плитный комплекс чехла Сибирской платформы.

Из приведенного описания видно, что структурные элементы, выделенные в нижнем этаже докембрия Иркинеевского выступа, принадлежат Усть-Горбилокской и Нижне-Ангарской синклинальной и антиклинальной зонам Ангаро-Питского синклинория. Этот этаж следует включать в состав только что названного синклинория, а не выделять в качестве антиклинория или антиклинали. Определение Иркинеевского выступа как антиклинали верно лишь по отношению к верхнему структурному этажу. Слои его, занимающие переходное от докембрия к нижнему кембрию положение, на южном крыле Иркинеевской антиклинали граничат с более древними стратиграфическими комплексами в основном по разломам (см. рис. 19). Мощность вендско-нижнекембрийских отложений в общем сокращается к северу и югу от выступа, что свидетельствует об относительном поднятии выступа в конце докембрия и в начале палеозоя. Судя по Могдыгайской и Дерюгинской синклиналям, расположенным северо-западнее Иркинеевского выступа, тектонические формы верхнего этажа залегают на нижнем с элементами унаследованности.

Таким образом, если Енисейский кряж относить к фундаменту Сибирской платформы, как это сделано, например, на Тектонической карте Евразии (Тектоника Евразии, 1966), то его соотношение с палеозойским этажом платформенного чехла будет соответствовать характеру соотношения фундамента и осадочного чехла в молодых платформах. Такая частичная унаследованность структуры верхних этажей складчатых комплексов прослеживается также в более северных краевых поднятиях Сибирской платформы, расположенных в Туруханском и Игарском районах.

Соотношение докембрийских структурных этажей в Туруханском районе

Докембрийские толщи в районе Туруханского поднятия выходят на дневную поверхность в виде двух блоков, ограниченных разломами субмеридионального простирания. Восточные края блоков приподняты, вследствие чего докембрийские толщи почти повсюду характеризуются западными падениями, поэтому блоки эти называются еще моноклиналями.

В пересечении по Ниж. Тунгуске с запада на восток, в частности, выделяются Туруханская и Голоярская моноклинали (см. рис. 3). Туруханская моноклиналь ограничена Мироедихинским и Стрельногорским разломами. Восточнее Стрельногорского разлома располагается Стрельногорская синклиналь. Голоярская моноклиналь с востока ограничена Вороновским разломом. Нижнекембрийская платоновская свита, выполняющая вместе с костинской свитой Стрельногорскую синклиналь, перекрывает докембрийские свиты трансгрессивно и залегает местами на них с резким угловым несогласием. Менее резко несогласие проявляется на участках, удаленных от разломов. Здесь несогласие в основании платоновской свиты устанавливается геологическим картированием и выявляется при составлении геологических разрезов.

В пересечении по Сухой Тунгуске Туруханская моноклиналь выражена менее ясно. Соединяясь с Голоярской, она здесь образует более крупную моноклиналь, называемую Сухотунгусской. Амплитуда Стрельногорского разлома в этом пересечении заметно уменьшается, а восточнее Вороновского разлома появляется Летнинский разлом. Моноклинально залегающие докембрийские свиты на широте Сухой Тунгуски несогласно перекрываются платоновской свитой, которая в этом районе вместе с вышележащей костинской свитой выполняет Усть-Сухотунгусскую и Хайрюзовскую синклинали.

Складки верхнего этажа в общем соответствуют складкам, намечаемым в нижнем докембрийском этаже, но оси у складок, расположенных в разных этажах, оказываются иногда смещенными относительно друг друга. Так, в свитах Сухопитской моноклинали меняются лишь углы падения слоев, а направление их падения остается почти повсеместно западным. Этим изменениям величины углов падения часто соответствуют пологие и широкие складки верхнего этажа: Большая Сухотунгусская антиклиналь, Усть-Сухотунгусская и Хайрюзовская синклинали. Вместе с тем вблизи разломов свиты верхнего этажа дислоцированы также весьма интенсивно и образуют складки, которые по своей морфологии не отличаются от складок, развитых в докембрийском структурном этаже.

В Туруханском районе имеется два участка, в которых несогласное залегание верхнего этажа на докембрии можно наблюдать непосредственно в обнажениях (Вотах, Козлов, 1965). Первое (2—6°) угловое несогласие наблюдается в ядре Большой Сухотунгусской антиклинали на р. Сухой Тунгуске (рис. 20). Поверхность этого несогласия хорошо видна в береговых обнажениях и вскрыта скв. 1, пробуренной на левом

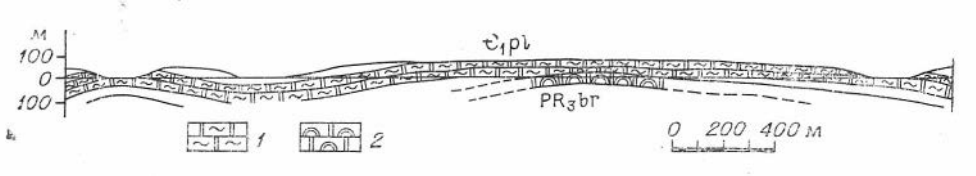


Рис. 20. Угловое несогласие в своде Большой Сухотунгусской антиклинали на р. Сухой Тунгуске. По О. А. Вотаху и Г. В. Козлову (1965).

1 — глинистые известняки; *2* — водорослевые доломиты; $\mathcal{E}_1pl$ — платоновская свита; PR_3br — свита Буровой.

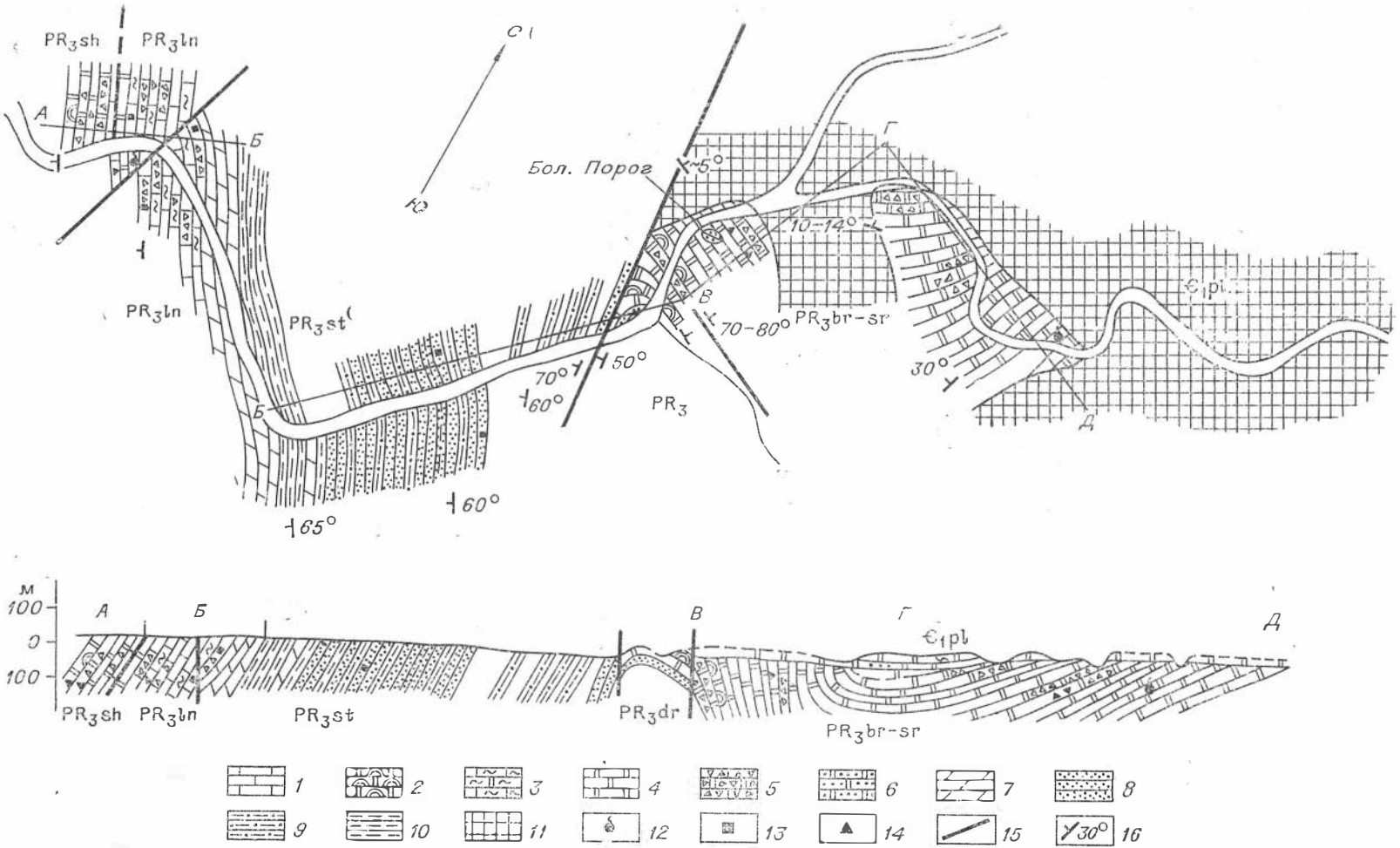
берегу реки в 20 км от устья. Ниже поверхности несогласия здесь залегают темно-серые и черные доломиты, массивные плитчатые с крупными (диаметр 0,7—4 м, высота 0,4—2 м) куполовидными строматолитами. Доломиты пронизаны прожилками белого кальцита и магнезита и содержат включения черного битума. Эти породы А. И. Гусевым (1939) и Г. И. Кириченко (1940 г.) были выделены в свиту Буровой. Мощность свиты по скважине 112 м (в береговых обрывах реки видны верхние 8—10 м). Ниже этой свиты, которая, возможно, соответствует речкинской свите, скважина прошла через толщу (425 м) доломитов с подчиненными прослоями известняков и пестрых глинистых сланцев, в которых обнаружены отпечатки фауны, отнесенной В. И. Драгуновым (1963) к классу червей. Позже Б. С. Соколовым (1966) выяснена принадлежность подобных сабеллидитоидных трубок к роду *Pogonophora*. Слои свиты Буровой в ядре складки образуют пологую антиклиналь с падением крыльев 4—8° на запад и восток. У поверхности несогласия доломиты этой свиты имеют волнистую слоистость, обусловленную строматолитовыми постройками. Поверхность несогласия также неровная. Пониженные участки выполнены песчано-карбонатной (кварц+доломит) окремненной породой с редкими обломками подстилающих доломитов и кремней, образующими местами в подошве слоя линзы брекчий. Размер обломков от долей сантиметра до 6—8 см. На эти породы или непосредственно на темно-серые и черные доломиты ложатся серые и темно-серые с буроватым и зеленоватым оттенком доломиты, плитчатые и тонкослоистые, с включениями черного битума и редкими прослоями сильно глинистых доломитов. Это слои платоновской свиты, в подошве которой также встречаются отпечатки, напоминающие сабеллидитов, а начиная с 45 м и выше появляются караваи (0,6×0,2 м) строматолитов того же типа, что в свите Буровой. На западном крыле Большой Сухотунгусской антиклинали доломиты платоновской свиты постепенно сменяются доломитами костинской свиты (1480 м), в которой содержатся (480 м от подошвы) обломки трилобитов. Платоновская и костинская свиты, так же как и подстилающая свита Буровой, в районе несогласия образуют пологую антиклиналь, что свидетельствует о продолжении роста складки после нижнего кембрия.

Второй участок, где можно наблюдать угловые несогласия, расположен на рч. Каменной. Несогласия здесь приурочены к разломам субмеридионального простирания. Один из них, Стрельногорский, проходит с севера на юг от Большого Порога на рч. Каменной к Стрельным горам на р. Ниж. Тунгуска. Второй прослеживается в 8 км восточнее Б. Порога; он хорошо выражен на Ниж. Тунгуске, у рч. Вороновка, и называется Вороновским.

У Б. Порога на рч. Каменной (рис. 21) одни слои доломитов, поставленные вблизи разлома на голову, перекрываются другими (платоновская свита) с угловым несогласием в 80—90°. Восточное угловое несогласие постепенно исчезает, а доломиты, лежащие в зоне разлома прямо на размытой поверхности крутопадающих слоев, без углового несогласия подстилаются более древними горизонтами, которые представлены серыми и светло-серыми доломитами. В доломитах содержатся многочисленные крупные обломки (до 8—15 см) черных и темно-серых доломитов и кремней, подобных тем, которые у разлома перекрываются платоновской свитой. Следовательно, в то время как выступ у

Рис. 21. План и профиль углового несогласия в районе Большого Порога на рч. Каменной (бассейн Б. Шорихи). По О. А. Вотаху и Г. В. Козлову (1965).

1 — известняки; *2* — водорослевые доломиты; *3* — глинистые известняки, доломиты; *4* — доломиты; *5* — брекчированные известняки, доломиты; *6* — песчанистые доломиты; *7* — мергели; *8* — песчаники; *9* — алевролиты; *10* — аргиллиты; *11* — известняки и доломиты; *12* — битум, *13* — пиролит; *14* — окремнение; *15* — разломы; *16* — элементы залегания. Свиты PR_3st — стрельногорская, PR_3li — Линок, PR_3dr — деревнинская, $\in pl$ — платоновская, А—Д — линия профиля.



PR3sh
PR3ln
А
Б
С
Ю
Бол. Порог
~5°
Г
10–14°
PR3ln
PR3st
В
70–80°
PR3br-sr
Є1pl
70°
50°
60°
30°
Б
PR3
Д
65°
60°
м
100
0
100
А
Б
В
Г
Д
Є1pl
PR3sh
PR3ln
PR3st
PR3dr
PR3br-sr
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
30°
16

разлома размывался, в смежном участке осадконакопление продолжалось, т. е. складки и разрыв здесь конседиментационны. К востоку угловое несогласие появляется снова. Величина его по мере приближения к Вороновскому разлому постепенно увеличивается и через 1,5 км (последнее обнажение) достигает 28°. К северу и югу от рч. Каменной видны нарушенные разломом слои платоновской и костинской свит, что свидетельствует о продолжении подвижек по разломам и после того, как образовались несогласия. Таким образом, на границе кембрия и докембрия в Туруханском районе встречаются две разновидности угловых несогласий — присводовые и приразломные, причем поверхностью несогласия разделены петрографически сходные слои горных пород. Поэтому различия в структуре и составе этажей становятся очевидными лишь при рассмотрении структурно-вещественных свойств целого комплекса формаций, расположенных выше и ниже поверхности несогласного залегания слоев.

Строение докембрийского этажа в Игарском районе

Строение докембрийского этажа в Игарском районе, ввиду плохой обнаженности и отсутствия непрерывных разрезов, долгое время оставалось, по существу, невыясненным. Первые исследования по стратиграфии и региональной геологии докембрийских отложений проведены здесь Ф. Г. Марковым (1945). В конце 40-х годов докембрий в окрестностях Игарки был вскрыт серией неглубоких скважин (Сакс, 1951). С 1958 по 1962 г. экспедициями было пробурено еще более 20 неглубоких скважин, вскрывших докембрий. В эти же годы и позднее в интересующем нас районе проведены детальные геолого-поисковые, геофизические и геологосъемочные работы Б. А. Лапшиным, А. Б. Рубцовым и А. Н. Рябенко (1963 г.), Н. М. Тимофеевым, А. Н. Городницким, Н. А. Холмянским (1960—1965 гг.), Я. М. Гройсманом, Ю. Н. Куликовым, Б. И. Летовым (1964—1965 гг.) и др. Одновременно проводились тематические исследования по стратиграфии и тектонике (Баженова, Высоцкий, 1965; Вотах, 1968; Даценко, 1963; Драгунов, 1963; Шишкин, Савицкий, Шабанов, 1967; и др.). Полученные за это время данные позволяют, с одной стороны, уточнить последовательность в залегании древних осадочных и эффузивных толщ, с другой — в общих чертах выяснить структуру докембрийского этажа и характер его связи с вышележащими толщами палеозойского чехла Сибирской платформы.

По литологическим признакам в докембрии Игарского района (рис. 22, 23) выделяется ряд толщ и свит (снизу вверх): медвежинская, лудовская, губинская и игарская толщи, а также чернореченская, излучинская и сухарихинская свиты, выше которых залегают фаунистически охарактеризованные слои алданского яруса.

Соотношения между названными подразделениями в разных пунктах района определяются с разной степенью достоверности. Принадлежность перечисленных выше свит к докембрию наиболее достоверно устанавливается в разрезах на р. Сухариха (колонка 6 на рис. 23), где в береговых обнажениях ясно видно, что на чернореченской свите залегает излучинская, а на ней — сухарихинская свита.

Поскольку отдельные пачки эффузивов игарской толщи сменяются по латерали терригенными отложениями лудовской и губинской толщ, лудовская, губинская и игарская толщи были объединены в игарский вулканогенно-осадочный комплекс (Вотах, Козлов, Шишкин, 1968).

Чернореченская свита (около 800 м), расположенная стратиграфически выше игарского комплекса, представлена ритмично чередующимися темно-серыми, черными глинистыми известняками, известковистыми аргиллитами, алевролитами и онколитовыми, брекчиевыми толстоплитчатыми известняками.

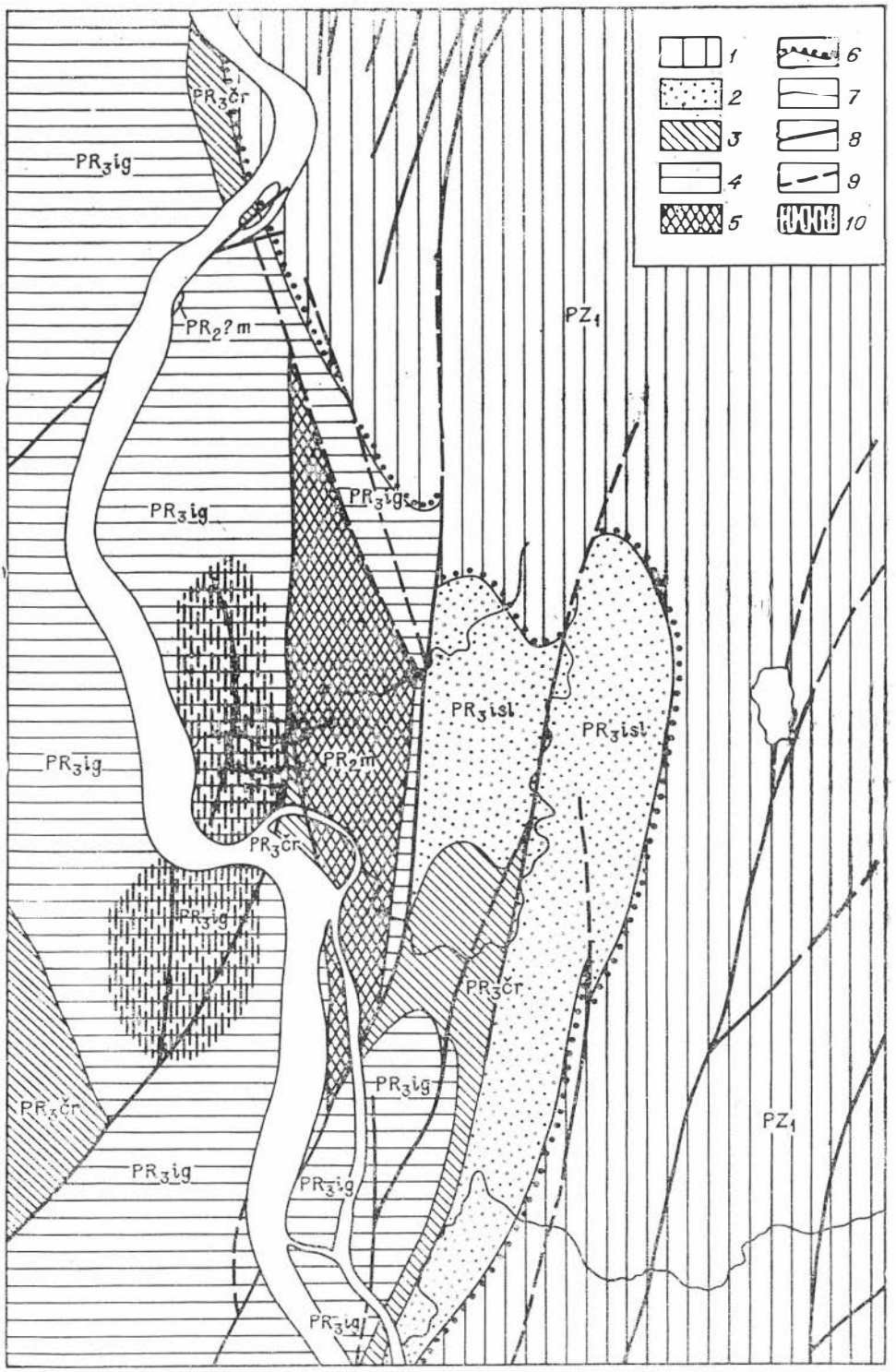


Рис. 22. Схема строения докембрийского этажа в Игарском районе. По О. А. Вотаху, Г. В. Козлову и Б. Б. Шишкину (1968).

1 — верхнеизлучинская подсвита и нижний палеозой нерасчлененные (верхний структурный этаж); *2* — нижнеизлучинская подсвита; *3* — чернореченская свита; *4* — игарский комплекс; *5* — медвежинская толща; *6* — граница между структурными этажами; *7* — границы литостратиграфических подразделений. Разломы: *8* — достоверные, *9* — предполагаемые, *10* — игарская вулканогенная толща.

На чернореченской свите согласно залегают терригенные, преимущественно красноцветные отложения (790—840 м), именуемые излучинской, или нижнесухарихинской, свитой. Постепенные переходы чернореченской свиты в излучинскую установлены как в обнажениях, так и в скв. 2, пробуренной в районе большой излучины р. Сухариха. Верхнюю границу излучинской свиты проводят либо в основании пачки конгломератов и гравелитов, предполагая, что эта пачка залегает с размывом на нижних толщах, либо по кровле вышележащей пачки красноцветных полимиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов(см. рис. 23).

Излучинская свита согласно перекрывается сухарихинской свитой, представленной сероцветными доломитами, известняками, доломитовыми известняками, известковистыми доломитами, часто кремнистыми, глинистыми, алевритистыми, выше которых залегают уже фаунистически охарактеризованные слои алданского яруса.

Поле выходов докембрия в Игарском районе (см. рис. 22, 24) называется поднятием, выступом или горстом. Структура Игарского поднятия выяснена в основном лишь в той части, которая расположена на правобережье Енисея, где мощность кайнозойских отложений сравнительно невелика и наряду с обнажениями имеются скважины, вскрывающие докембрий в ряде пунктов.

По подошве верхнеизлучинской подсвиты — маркирующей пачки конгломератов и гравелитов, лежащих в основании верхнего структурного этажа, правобережная часть Игарского поднятия имеет размеры около 40×90 км (см. рис. 22). С запада на восток здесь намечается несколько крупных антиклинальных и синклинальных складок, усложненных продольными разломами, прослеживаемыми на десятки километров. Вблизи разломов и на крыльях этих складок слои обычно смяты в дополнительные складки, которые особенно широко развиты в толщах докембрийского этажа.

В пределах Игарского поднятия проходят разломы Плахинский, Кармакулинский, Чернореченский, Усть-Сухарихинский, Шумнинский, Сухарихинский. Слои, приведенные в соприкосновение по этим разломам, как правило, наклонены в разные стороны от сместителя и образуют шовные или приразломные гребневидные складки — Плахинскую, Чернореченскую и Сухарихинскую, или Излучинскую, антиклинали. Кроме этих антиклинальных складок намечаются широкие синклинальные и антиклинальные складки (рис. 24).

Игарское поднятие в целом обычно рассматривается как выступ складчатого основания Сибирской платформы или ее краевое поднятие (Косыгин, Лучицкий, 1961). На «Тектонической карте Евразии» (Тектоника Евразии, 1966) это поднятие, например, показано в качестве байкальского фундамента, т. е. выступа складчатого рифея из-под палеозойского чехла платформы. Если докембрийский структурный этаж в пределах Игарского поднятия считать, как это принято на «Тектонической карте Евразии», фундаментом, а палеозойский — платформенным чехлом, то конкретные соотношения между фундаментом и чехлом будут здесь, как и в других рассмотренных районах, определяться по-разному, в зависимости от положения наблюдаемого разреза в структуре поднятия. Так, в Шумнинской синклинали (колонка 6 на рис. 23; рис. 24) граница между этажами представлена постепенными переходами в разрезе. Эта граница здесь отмечается пачкой конгломератов и гравелитов, которые ниже и выше по разрезу постепенно сменяются менее крупнообломочными терригенными пачками излучинской свиты. В то же время в более приподнятых участках Игарского поднятия, расположенных к западу от Чернореченского разлома (колонки 1—5 на рис. 23), верхний структурный этаж залегает, судя по составу конгломератов, на всех древних толщах с размывом и резкими угловыми несогласиями. Таким образом, соотношения между структурными этажами (между

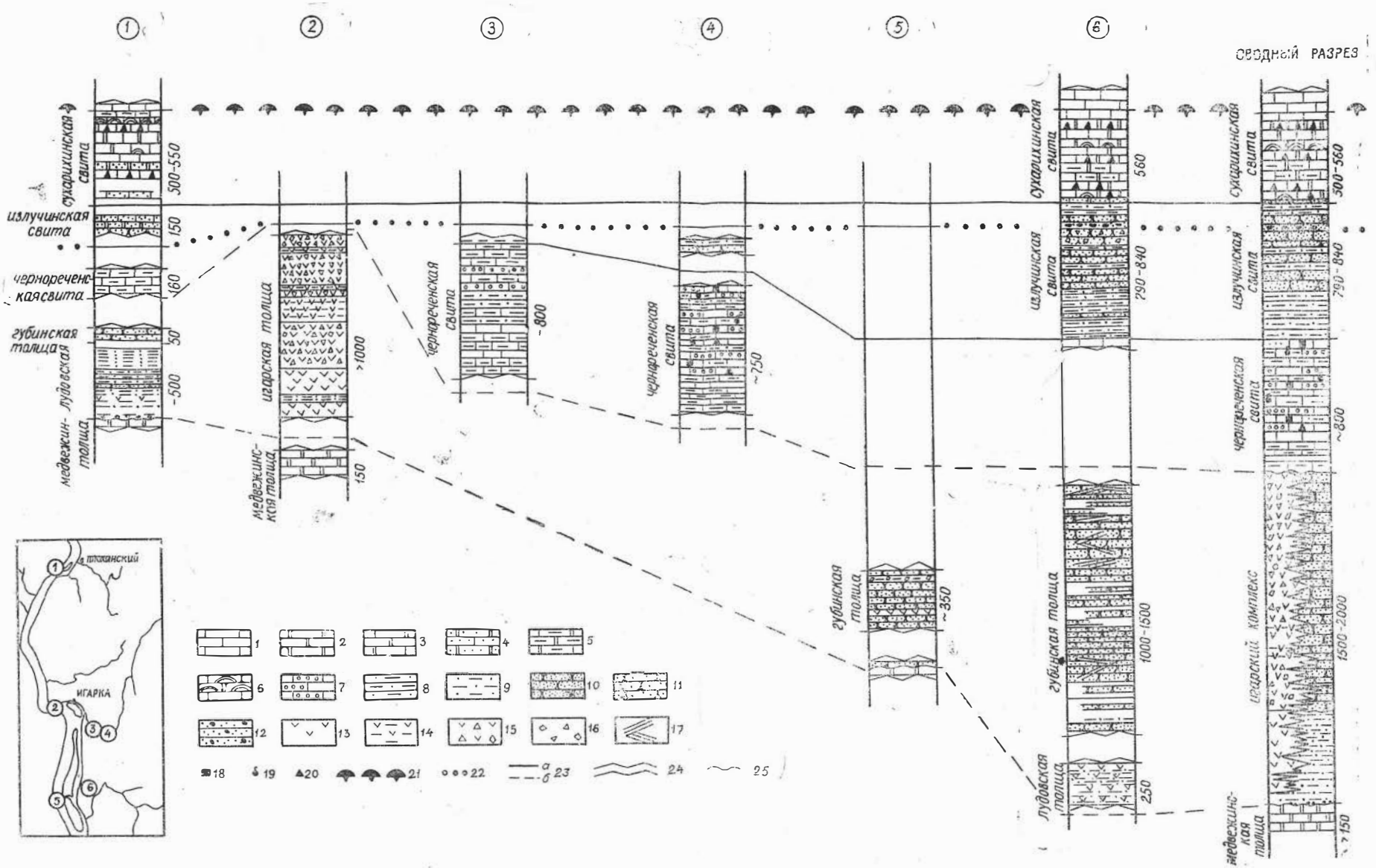


Рис. 23. Разрезы докембрия Игарского района и их корреляция. Составлены О. А. Вотахом, Г. В. Козловым и Б. Б. Шишкиным (1967).

1 — известняки; *2* — доломиты; *3* — известняки доломитистые, доломиты известняковистые; *4* — известняки, доломиты песчанистые; *5* — известняки и доломиты глинистые; *6* — известняки строматолитовые; *7* — известняки онколитовые; *8* — аргиллиты и алевролиты; *9* — метаморфизованные аргиллиты, алевритистые аргиллиты, сланцы кварцево-слюдистого состава и филлиты; *10* — песчаники; *11* — песчаники и глины; *12* — гравелиты, конгломераты; *13* — эффузивы; *14* — эффузивы и их туфы; *15* — туфобрекчии; *16* — обломки эффузивов; *17* — косая слоистость; *18* — пирит; *19* — битумы; *20* — кремни, окремненные карбонаты; *21* — граница появления скелетной фауны; *22* — граница между структурными этажами; *23* — стратиграфические границы (*а* — достоверные, *б* — предполагаемые); *24* — необнаженные части разреза; *25* — поверхности размыва.

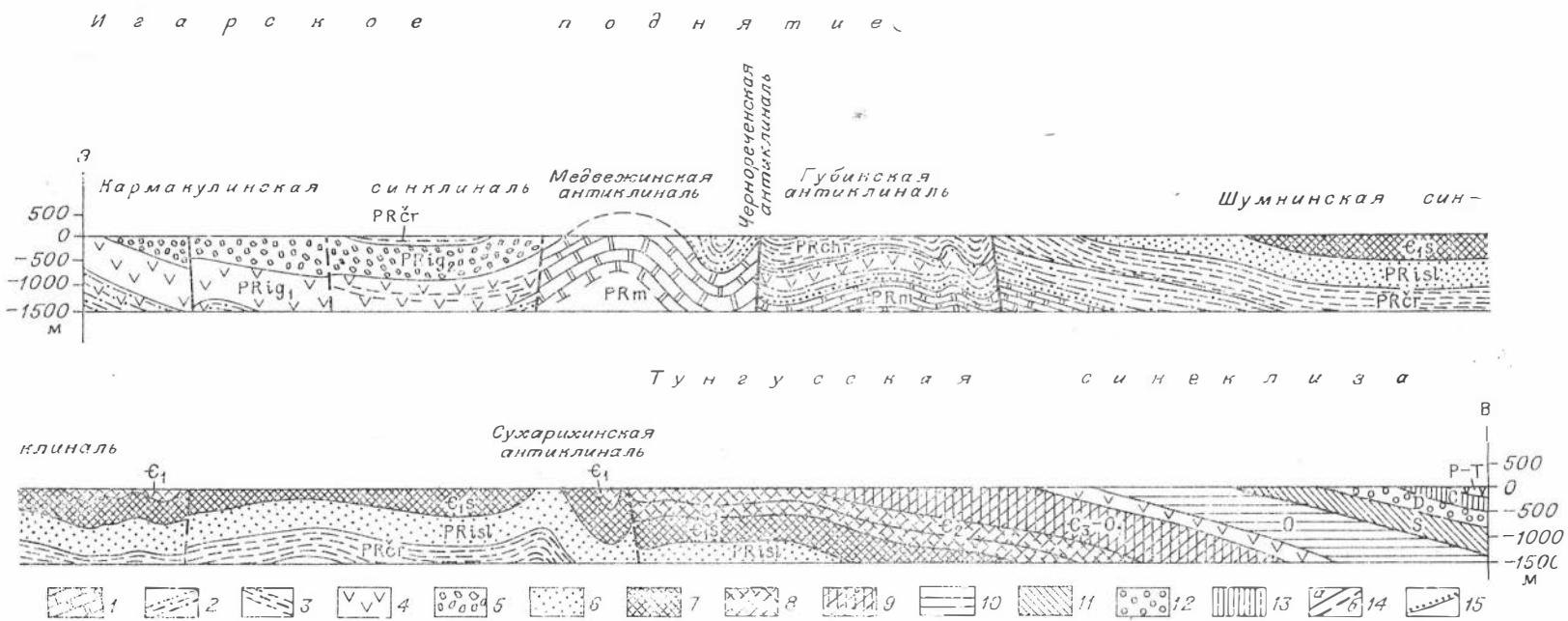


Рис. 24. Геологический разрез Игарского поднятия по линии р. Енисей — верховье р. Сухарихи. Составлен О. А. Вотахом (1968).

Протерозойские образования: *1* — доломиты острова Б. Медвежьего; *2* — пестроцветная алеврито-сланцевая толща; *3* — чернореченская свита; *4* — толщи и прослои миндалекаменных базальтов (спилитов) и траппов; *5* — толщи туфобрекчий; *6* — нижнесухарихинская (излучинская) свита. Палеозойские толщи: *7* — сухарихинская свита; *8* — нижний и средний кембрий; *9* — верхний кембрий — ордовик; *10* — ордовик; *11* — силур; *12* — девон; *13* — карбон; *14* — разломы достоверные (*а*) и предполагаемые (*б*); *15* — поверхность несогласия.

«фундаментом» и «чехлом») в Игарском районе могут быть двоякими. В зависимости от положения конкретного разреза в структуре их можно относить и к первому (по Ю. А. Косыгину и И. В. Лучицкому, 1961), так называемому классическому типу соотношения чехла и фундамента, и ко второму — когда фундамент связан с чехлом постепенными переходами.

Некоторые данные о структурных этажах, перерывах и несогласиях в разрезах Северного Алжира

В литературе пока нет работ, в которых были бы выделены и описаны структурные этажи, прослеженные на всей территории Северного Алжира в целом, хотя для каждого района в отдельности они так или иначе уже давно установлены. Дело в том, что структура земной коры на этой территории чрезвычайно разнородна: здесь имеются древняя и молодая платформы, альпийская складчатая область и несколько крупных зон разломов — линеаментов (см. рис. 28).

При детальном изучении сравнительно небольших геологически обособленных районов (межгорных впадин, антиклинориев, покровных комплексов и т. п.) структурные этажи, как правило, выделяются и характеризуются по перерывам и несогласиям, т. е. по наличию некоторых поверхностей разделов. В ходе описания истории тектонического развития эти поверхности, разделяющие в каждом конкретном разрезе этажи, связываются с основными событиями в тектонической жизни тех или иных участков земной коры. По этим событиям выделяются «этапы» и «стадии» тектонического развития.

Поверхности, разделяющие такие структурные этажи на всей площади Северного Алжира, как показало составление опорных разрезов по четырем пересечениям (см. рис. 12—15, 39, 40), не прослеживаются. Как единые обширные поверхности резких разделов они не существуют. Может быть, именно по этой причине во многих работах по тектонике крупных территорий вместо структурных этажей зачастую описываются «тектонические движения», связанные с различными «этапами», «стадиями» и «фазами». Понятие «структурный этаж» при этом несколько меняется, поскольку в «структурные этажи — этапы» фактически обособляются уже различные по своему строению латеральные ряды тектонических единиц, а не отдельные элементы конкретного разреза, отделенные друг от друга поверхностями несогласного залегания слоев или какими-либо другими резкостными границами.

Несогласия и перерывы главных фаз складчатости Тельской области

Структурные этажи, отмеченные разными исследователями в палеозое, мезозое и кайнозое Тельской складчатой области, так или иначе связываются с фазами складчатости или фазами тектонических движений. Структурные этажи и фазы выделяются по перерывам и несогласиям, которые обычно наблюдаются в конкретных разрезах и на сравнительно небольших площадях.

Крупные структурные этажи были обособлены сначала на западе и в центральной части Тельской области, где во многих разрезах ярко выражены по крайней мере два несогласия, отвечающие двум фазам альпийской складчатости. Эти две фазы в Тельской складчатой области давно установлены на северо-западе Алжира, в бассейне р. Тафна (Gentil, 1903), а также в бассейне р. Шелиф и в районе Дахра (Brives, 1897). Возраст первой складчатости датировался лютецким ярусом среднего эоцена, и она называлась главной фазой пиренейской складчатости. Вторая фаза была отнесена к неогену.

В бассейне р. Тафна сначала была намечена последовательность тектонических движений, приведших к формированию четырех структурных этажей:

1) допермские движения происходили до отложения пудингов Бени Менира, имеющих, вероятно, пермский возраст и залегающих с угловым несогласием на палеозойских сланцах в Трарасских горах и на мысе Фалкон;

2) мезозойские донуммулитовые движения оставили следы в мезозойских отложениях гор Тессала;

3) посленуммулитовые движения проявились после отложения эоценовых пород, присутствующих в цепи Тессала. Эти движения продолжались и после образования континентальной олигоценовой формации, так как в бассейне р. Тафна отложения неогена залегают на вертикальных пластах олигоцена;

4) посленижнемиоценовые (после отложений картена, бурдигальского яруса) движения были в этом ряду последними. Об этом свидетельствует надвиг лейасовых отложений на слои картенского яруса в хребте Таджера в Трарасских горах (см. рис. 39). Здесь отмечаются достаточно крутые складки в нижнемиоценовых слоях, тогда как средний миоцен залегает на них почти горизонтально. Начало вулканических извержений в бассейне р. Тафна связано с досреднемиоценовыми орогеническими движениями.

Главной фазой в Трарасских горах сначала считалась фаза складчатости, связанная с наиболее ярким в этом районе посленижнемиоценовым несогласием. Возраст этой фазы определялся по времени формирования последнего несогласия в залегании миоценовых слоев — конец гельветского яруса, т. е. средний миоцен (Gentil, 1903).

Позже в более восточных районах Северного Алжира (Glangeaud, 1932) были обнаружены другие существенные перерывы и несогласия. Многочисленные фазы складчатости пришлось сгруппировать в два крупных цикла — палеозойский и альпийский.

В альпийском цикле выделялись три фазы: 1) предвещающие складчатости мезозойского возраста; 2) главная пиренейская складчатость эоценового возраста с пароксизмом в конце лютетского яруса; 3) постумная неогеновая фаза.

В неогеновой фазе складчатости различались два пароксизма: а) примерно в конце бурдигальского яруса миоцена, б) после астьенских слоев плиоцена. Неогеновые складчатости соответственно были сгруппированы в две серии: первые — конца бурдигальского яруса, вторые — после астьенского яруса.

Л. Гланжо приведены первые убедительные доказательства того, что эти фазы, как и поверхности несогласий, по которым их выделяют, являются наложенными, а не располагаются, сменяя одна другую на площади.

На севере центральной части Тельской области им выделены два структурных этажа: 1) неогеновый чехол, смятый местами в складки «юрского типа»; 2) донеогеновый субстрат, т. е. главный геосинклинальный комплекс, который, уже будучи смят в эоцене, не мог снова смяться так полно, как неогеновый чехол. Поэтому неогеновый чехол местами отделился от своего субстрата, образовав «покровные складки». Послеастьенские (верхнеплиоценовые) деформации большого радиуса кривизны, наложенные на миоценовые складки «юрского типа», в современном виде представлены пучками миндалевидных складок, которые, по заключению Л. Гланжо, могут быть сравнимы со складками Сахарского Атласа.

Анализ фаций и мощностей (Flandrin, 1948) показывает, что в нижнем и среднем эоцене на территории Северного Алжира не было никаких настоящих горных цепей, способных питать какую-либо мощную

обломочную седиментацию. Северный Алжир в это время имел, вероятно, вид широкой плиты, континентальные площади которой лишь слегка возвышались над уровнем моря. С верхнего лютеция начался длинный период орогенеза, который продолжался до четвертичного периода. Выше слоев лютетского яруса отмечается главное несогласие «орогенической фазы», которую Ж. Фландрин также называет главной пиренейской фазой; она, по его мнению, предопределила общее поднятие Алжира и вызвала складчатость на значительной части страны.

В Тельской области пиренейская фаза складчатости, по оценке этого исследователя, была очень важной, о чем свидетельствует трансгрессивное и несогласное залегание отложений верхнего эоцена—олигоцена (неонуммулитового структурного этажа) на всех более древних формациях. Однако она вызвала вертикальные движения большой амплитуды только в центральной части цепи Бибан, так как за пределами южного склона этой цепи неонуммулитовый этаж не содержит никаких грубых обломочных осадков, которые могли бы свидетельствовать о разрушении значительных неровностей рельефа.

В горных цепях Средиземноморского побережья пиренейская фаза образовала Известняковую цепь, о высоком рельефе которой можно судить по очень мощному накоплению пудингов. Пиренейские движения здесь продолжались в течение всего «неонуммулита», вызывая непрерывное омоложение Кабильской кордильеры. Ж. Фландрин обращает внимание на то, что альпийская фаза, составляющая последний эпизод в «донеонуммулитовой» истории Алжира, оставалась до сих пор неизвестной или, по крайней мере, сильно умалялась алжирскими геологами. Между тем ее важность ясно следует из литологического состава и несогласного залегания слоев аквитанского яруса выше морских формаций олигоцена. Интенсивность этой первой, по представлениям Ж. Фландрина, альпийской фазы на всем пространстве Алжира не была одинаковой. Сахара, часть Высоких плато и Сахарского Атласа, Тунисский Сахель и другие районы оставались за пределами распространения аквитанской фазы складчатости. Ее действия наиболее ощутимо видны в Известняковой цепи, которая подверглась одновременно интенсивному смятию в линейные и опрокинутые складки с малыми локальными шарьяжами и интенсивному поднятию. В Тельских горах эта же самая фаза устанавливается по несогласию, которое отделяет аквитан от олигоцена.

Проанализировав фации и мощности палеогеновых (нуммулитовых) отложений, Ж. Фландрин также пришел к выводу, что североафриканские территории приобрели свою окончательную структуру только после серии повторных усилий, а не в результате одной главной фазы складчатости. Неонуммулитовый (верхний эоцен—олигоценовый) структурный этаж в центральных частях Тельской области представлен отдельными, чрезвычайно широко разбросанными островками, напоминающими айсберги. Эти изолированные пакеты часто залегают на меловых флишевых формациях с явными признаками смещений, и поэтому они обычно изображаются как шарьяжи. Вполне вероятно, что горизонтальные смещения в этих «нумидийских покровах» вызваны межформационными срывами различной амплитуды: плотные массы нумидийских песчаников сползали по глинисто-карбонатному флишу.

На востоке Тельской складчатой области этот верхний структурный этаж также начинается с эоцена. В частности, Ж. Ф. Рауль (Raoult, 1968), детально изучивший зону хребта Бу Адед, отмечает, что Известняковая цепь здесь представлена двумя наложенными друг на друга «чешуями», которые перекрываются несогласно конгломератом верхнелютетского возраста. Формация, перекрывающая несогласно обе чешуи, в верхней части сложена песчаными и слюдистыми песчаниками верхнестампийского подъяруса олигоцена. Пиренейская фаза, значительность

которой на востоке Тельской области некоторыми исследователями ставилась под сомнение, по этим данным здесь бесспорно проявлялась. Однако современная структура Нумидийского хребта, по мнению Ж. Ф. Рауля, также не связана лишь с одной пиренейской фазой, а образовалась в результате наложения нескольких. Последние деформации имели место уже после образования континентального верхнего миоцена, который локально залегает почти вертикально или даже опрокинут.

Таким образом, главная фаза складчатости в Тельской складчатой области относится одними исследователями к концу лютетского яруса — границе среднего и верхнего эоцена. Неонуммулитовые послескладчатые формации располагаются с ясным, но, по-видимому, местами незначительным несогласием на всех более древних формациях Известняковой цепи — Гребня Кабилии. С этой фазой складчатости параллелизуются крупные надвиговые нарушения в Нумидийской цепи на севере Константинской провинции. Несогласия в подошве неонуммулитовых формаций рассматриваются как «крупное событие», а фазу, с ними связанную, называют «достаточно главной».

Другие исследователи главную фазу орогенического периода этой области связывают с формированием главных покровных и надвиговых структур в миоцене: между крупной аквитанской трансгрессией моря и отложениями бурдигальского яруса. Во многих местах Тельской области можно видеть, что отложения нижнего миоцена образуют два разных структурных этажа. Удобства ради эти структурные этажи иногда даже принимают за стратиграфические подразделения и выделяют допокровный и послепокровный миоцен. Первый залегает с ясным несогласием на всех более древних допокровных формациях. Второй — отчетливо перекрывает покровы и надвиги.

Ясные следы тектонических движений во многих районах Тельской области отмечаются и после становления покровов, т. е. после отложений нижнего миоцена.

Итак, структура Тельской складчатой области сформировалась благодаря многократным тектоническим движениям и нескольким фазам складчатости, среди которых наиболее значительные происходили в эоцене и миоцене. Последовательность кайнозойских тектонических фаз можно представить в виде двух стадий ее развития, отвечающих двум наиболее ярким структурным этажам: верхний эоцен — олигоценовому, который известен еще как неонуммулитовый комплекс, и миоценовому.

Эти структурные этажи на всей площади в целом обособляются как некоторые латеральные ряды структурно-вещественных единиц, объединяемые в разные этажи на основании различий в характере латеральной (площадной) изменчивости их состава и строения. Внутренняя структура и состав элементов, входящих в этажи, а также характер их связи с нижележащими структурными этажами в разных районах области не остаются одинаковыми, что лучше всего видно на примере формаций неонуммулитового структурного этажа.

Верхнеэоценовые и олигоценовые формации «неонуммулитового» структурного этажа

В единственной капитальной сводке по палеогену (нуммулиту) Алжира, составленной Ж. Фландрином (Flandrin, 1948), главное внимание уделено литологическому составу пород и типам их сонахождения в стратиграфических колонках — «фациальным группам». Неонуммулитовый структурный этаж лишь приблизительно отвечает верхней части палеогена. Как стратиграфическое подразделение он первоначально был выделен не по фауне, которая в этих отложениях встречается редко, а по наиболее значительным стратиграфическим перерывам, принятым за подошву и кровлю верхнего палеогена — неонуммулита. Более позд-

ние палеонтологические работы, особенно систематичные определения микрофауны, показали, что эти границы на всей территории Северного Алжира в целом со сменой фауны не совпадают.

По типу строения стратиграфических колонок отложения неонуммулита разделяются на четыре фациальные группы: нумидийскую, кабильскую фации, песчаники Богари, оранскую фацию.

Нумидийская фация в типичных разрезах представлена мергелисто-сланцевой серией, известной также под названием «нумидийские глины», и верхней серией крупнозернистых кварцевых песчаников, разделенных мергелистыми горизонтами и называемых «нумидийскими песчаниками». Вокруг срединных массивов и у подножия цепи Бибан нумидийские глины начинаются или замещаются пудингами, иногда достигающими нескольких сотен метров. Глины и песчаники представляют собой в основном две наслаивающиеся фации, которые могут по латерали переходить одна в другую и, увеличиваясь в мощности, приобретать структуру флишевой формации, как это имеет место, например, в горах Меджерда на востоке Тельской области.

Кабильская фация локализуется в Известняковой цепи и ее окрестностях. Отложения состоят исключительно из обломочных осадков, происхождение которых, очевидно, связано с размывом срединного массива Большой Кабилии.

Мощность отложений кабильской фации на северо-западном склоне Джурджуры превышает 1000 м. Здесь они представлены полимиктовыми песчаниками, песчанистыми мергелями, брекчиевыми известняками и редкими зоогенными известняками, которые вместе составляют флишевую формацию особого фациального типа. Эта олигоценовая формация местами связана постепенными переходами с меловым флишем.

К олигоцену кабильской фации относят также отложения, развитые к северу от Известняковой цепи. Эта фация здесь состоит из мергелистых горизонтов и песчанистых мергелей, которые по латерали переходят в конгломераты с очень крупными обломками. Она отчетливо отличается от нумидийской, для которой характерны крупные слои песчаников. В северной части древних массивов на олигоцен кабильской фации, по данным М. Кнепена, надвинут «флишевый покров». Олигоцен кабильской фации имеет тектонический контакт с нижнемеловым флишем на всем протяжении южного склона Известняковой цепи.

В неонуммулитовом структурном этаже различаются два, примерно одновозрастных, главных типа олигоценового флиша: 1) нумидийский флиш с преобладанием кварцитовых песчаников; 2) более тонкий известняковый флиш, богатый обломками кристаллических пород (Durand Delga, 1962). Помимо этого, в Шенуа, в Большой и Малой Кабилии известен флиш, который до сих пор еще иногда называют «олигоцен». В нескольких горизонтах его найдены фораминиферы либо мела, либо среднего или верхнего эоцена — нижнего олигоцена. Ж. Фландрин, М. Дюран Дельга и др. долгое время считали, что это результат смешения фауны вследствие ее переотложения. Более вероятно, однако, что речь идет здесь о нерасчлененной верхнемеловой—олигоценовой флишевой формации, которую признают в настоящее время многие исследователи.

Фация **песчаники Богари,** так же как и песчаники Шеришира в Центральном Тунисе, представлена чередованием мощных пачек желтых песчаников, неплотных, с известковистым или глинистым цементом, пачками песчанистых или глинистых мергелей.

Оранская фация состоит из песчаников, в основном грубых, полимиктовых, неплотных, с известковистым или глинистым цементом, иногда глауконитовых, переслаивающихся с серыми или белыми мергелями. По северному краю Шелифского массива и в Дахре они переходят в олигоценовый песчано-мергелистый флиш.

Итак, неонуммулитовый, т. е. эоцен-олигоценовый, структурный этаж в Тельской области представлен латеральным рядом разнообразных формаций. Выделенные здесь фациальные группы различаются как по своей структуре (флиш и ранняя моласса), так и по своему литологическому составу (терригенные, карбонатные и глинистые формации). Характер строения одинаковых по составу формаций на площади изменяется весьма существенно. Так, на востоке Тельской области развита терригенная формация чехла срединного массива Малой Кабилии «нумудийские песчаники». К югу она переходит в нумудийский песчано-глинистый флиш Тельской геосинклинали. Чехол срединного массива Большой Кабилии представлен также красноцветной континентальной и морской карбонатной формациями, которые по его окраинам переходят в формацию олигоценового флиша — кабильскую фацию. На крайнем западе Тельской области то же самое, вероятно, происходит и с олигоценом оранской фации, который к северу от Шелифского срединного массива имеет флишевую структуру.

Флишевые формации неонуммулитового структурного этажа во многих районах Тельской области по структуре и составу практически неотличимы от меловых флишевых формаций. Таким образом, наиболее отчетливый и самый широкий по площади своего распространения неонуммулитовый верхний (эоцен-олигоценовый) структурный этаж Тельской складчатой области в основании своем повсеместно не имеет какой-либо резкой поверхности. Этаж более или менее уверенно обособляется при сравнении характера латеральной изменчивости состава и структуры всех его формаций со структурой более древних формационных рядов. Появление в разных этажах одинаковых формаций, например олигоценового и мелового флиша, приводит к тому, что точность выделения таких этажей на отдельных участках лимитируется размерами элементарной формации.

Мезозойские перерывы и несогласия на территории Северного Алжира

В отложениях, подстилающих неонуммулитовый структурный этаж, перерывы и несогласия в залегании слоев отмечаются во многих районах Северного Алжира, а не только в Тельской области. Средне-верхнемеловые перерывы и несогласия повсюду обычно связываются со знаменитой «сеноманской трансгрессией».

В Константинском Теле сеноманские отложения, богатые конгломератами с галькой юрских пород, залегают несогласно, например, на доальбских отложениях Западного Бабора. Восточнее, в районе Кем Сэма, к северо-северо-западу от г. Константина, под альб-сеноманскими отложениями находятся погребенные складки юрских слоев (Durand Delga, 1969).

В зоне меловых флишей на севере Большой Кабилии и на западе Малой Кабилии также часто находят конгломераты с галькой юрских пород в отложениях альба — нижнего сеномана. Верхнемеловым тектоническим движениям здесь придают большое значение. В Шенуа, в хребте Сиди Дри, отмечаются конгломераты с переотложенными породами лейаса, датированные сеноном; сенонские конгломераты часто залегают прямо на нижнем мелу или юре. По определению ряда исследователей, район Бабора в верхнем мелу также был тектонически очень активным. Высокие кордильеры широтного простирания, сложенные юрскими породами с триасовыми ядрами, вызвали здесь образование мощных конгломератов, иногда с настоящими седиментационными клиппами; несогласия иногда достигают 90°, но обычно бывают меньшими.

По перерывам в стратиграфических разрезах юры и нижнего мела в Баборских горах выделяются три «фазы орогенеза»:

1) доверхнелейасовая фаза фиксируется по лейасовым конгломератам;

2) нижнемеловая фаза выделяется по трансгрессивному залеганию неокома на лейасе в хребте Гуроя, а также по залеганию неокома с конгломератами в основании на средней юре в хребте Хадид. Наличие конгломератов отмечается и в неокоме хребта Ямулантуар;

3) досенонская фаза выделяется предположительно.

К этим основным орогеническим фазам следует добавить многочисленные «толчки», образовавшие горизонты конгломератов верхней юры и нижнего мела в хребте Ямулантуар и в основании сенона по всему району.

В лейасе Уарзени известны три горизонта очень крупных конгломератов с обломками палеозойских пород: в плейнсбахе, домерском ярусе и в основании доггера (Mattauer, 1958). То же самое на северо-востоке Бабора, на юге Зиама, где в лейасе наблюдаются массы хорошо сцементированных известняковых конгломератов, свидетельствующие о локальных тектонических движениях.

Менее ясно выражено несогласие в основании аптских отложений, окаймляющих Уарзени и местами залегающих несогласно на юрских отложениях, которые здесь переотложены в гальках.

В чехле эпигерцинской платформы, на западе Высоких плато выявлены «послеоксфордские» и «досекванские» сбросы (Luca, 1942). Эти нарушения связываются с интенсивной «досекванской фазой размыва», выше которой выделяется «секванская трансгрессия». Сбросы продолжали оставаться активными и после фазы размыва, что нашло отражение в изменениях фаций и мощностей верхней юры. Значительные изменения фаций и мощностей в юрских отложениях западной части Высоких плато прослеживаются до келловейских слоев, выше которых фации становятся однородными, несмотря на то, что некоторые сбросы, судя по изменениям мощностей, продолжали жить до конца юры. Разрывные нарушения в этом районе снова активизировались в донижнемиоценовую фазу: ненарушенные нижнемиоценовые слои залегают на сбросе Зерга южнее Марина.

На высоких плато, начиная с верхней юры и до сеномана, отлагались преимущественно песчаники, мощность которых не превышает 200 м, т. е. примерно в 20 раз меньше, чем в Сахарском Атласе и Тельской геосинклинали. Отложения турона отсутствуют, а слои сенона залегают трансгрессивно с базальными конгломератами на лейасе. Пласты гипсов, появляющиеся в верхах верхнего мела, свидетельствуют об окончательном поднятии Высоких Оранских равнин. Это поднятие в конце сенона считается «завершающим» потому, что трансгрессивно залегающие на мезозое морские отложения нижнего миоцена не заходят южнее северного склона антеклизы Высоких плато. Исходя из этого, время замыкания прогибов на Высоких плато датируется верхним сеноном (Kieken, 1962).

В Низкой Сахаре, в районе Богари, и в Центральном Тунисе ни одна настоящая складка не может, по мнению Ж. Фландрина (Flandrin, 1948), быть отнесенной к пиренейской (среднеэоценовой, донеонуммулитовой, послелютетской) фазе, которая здесь вызвала лишь общее поднятие.

В Сахарском Атласе (Cornet, 1952; Emberger, 1960) ценным маркирующим горизонтом являются ячеистые доломиты валанжинского яруса, прослеживаемые на запад до подходов к марокканской границе. Выше залегают континентальные песчаники, условно относимые к готериву и распространенные в западной и центральной частях Сахарского Атласа. Затем идут морские зоогенные известняки, распространен-

ные в основном на востоке Сахарского Атласа и не заходящие в Ксурские горы. Эти изменения фаций, связанные с повторными наступлениями морей, не затрагивали Сахару, где отложения неокома представлены песчаниками, глинами и эвапоритами. По мере движения на юг эти континентальные лагунные фации постепенно захватывают весь разрез юры. Они явились следствием «замыкания» в неокоме частных прогибов Ксурской структурно-фациальной зоны Сахарского Атласа.

Разрезы альба в Сахарском Атласе имеют «регрессивное строение», тогда как на северо-востоке Оресских гор и в Тунисе сохраняются морские фации (Laffitte, 1939). Разрезы становятся снова трансгрессивными с верхнего альба и сеномана, по отложениям которого, широко распространенным в Сахаре, этот верхнемеловой структурный этаж не совсем точно называют «сеноманской трансгрессией».

На востоке гор Ходна по несогласному залеганию верхнемеловых отложений слоев верхнего сантона, богатых пудингами с известняковой галькой, на более древних слоях до альба включительно выделяется самостоятельная фаза тектонических движений (Durand Delga, 1969).

Верхнемеловая фаза прослеживается в осадочном чехле на севере Высоких плато, в горах и во впадине Ходна, где во многих пунктах установлены сенонские перерывы и несогласия (Augier, 1967). В частности, севернее М'лила слои маастрихта срезают разнообразные горизонты от сеномана до кампана включительно (см. рис. 40).

На Высоких плато в Алжирской провинции отложения сенона залегают несогласно на всех подразделениях, вплоть до лейаса, выходящего в ядре антиклинали хребта Надор де Трезель (Deleau, 1948).

Известно также, что между городами Сетиф и Константина различные горизонты сенона (отложения коньякского яруса на юге, сантона, кампана, затем маастрихта на севере) переходят в трансгрессивное, иногда с незначительным несогласием, залегание на отложениях альба (Durand Delga, 1969).

Верхнемеловым несогласиям алжирские геологи также придают большое значение, полагая, что крупный осадочный цикл, начавшийся в юре, на востоке Сахарского Атласа, в горах Ходна и на Высоких Константинских равнинах, замкнулся в сеноне. Некоторые считают возможным даже предполагать наличие орогенической фазы, которая затронула краевые части погруженных бассейнов и которую очень трудно отделить от «пиренейских движений» среднего эоцена. Однако многие исследователи, в том числе и М. Дюран Дельга (Durand Delga, 1969), весь мезозойский комплекс Северного Алжира относят к доорогенному этапу. Они справедливо отмечают, что характер фациальных изменений внутри этого доорогенного структурного этажа в общем согласуется с зональным расположением современных структурных элементов. Перерывы и связанные с ними локальные движения этого периода принципиальных изменений в слоистой (этажной) структуре всей области не вызывали.

Таким образом, без сравнительного анализа вертикальной и латеральной зональности (структурной дифференцированности) Земли обособить структурные этажи в качестве ее «системных» элементов не удается. Они выступают как слоистые элементы в тех случаях, когда в одном доминирует вертикальная расслоенность, а в другом — латеральная структурная зональность. Граница между такими этажами в одних районах может быть резкостной, а в других — постепенной. Структурные этажи, вещественная (фациальная) характеристика которых по латерали меняется сравнительно слабо, часто являются транзитными по отношению к тектоническим комплексам и геоструктурам.

Такие этажи могут проходить, например, из складчатой области на платформу или из геосинклинального комплекса в плитный комплекс, не меняя при этом характера своих границ и формационного состава.

ГЛАВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛЬНЫХ И ФОРМАЦИОННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Изучение опорных разрезов в зонах сочленения платформ и складчатых областей показывает, что структурные свойства горных пород, их наборов, элементарных формаций и формационных групп противоречивы. Структуры как минеральных, так и формационных элементов земной коры характеризуются, с одной стороны, цикличностью и дискретностью, с другой — направленностью и связанностью. В разрезах осадочных толщ постоянно изменяется как состав горных пород, так и характер повторяемости или последовательности в залегании однородных по составу слоев и пачек.

Внутреннее строение и состав толщ изменяются в какой-то степени независимо. Флишевые толщи, например, в некоторых пределах фациально изменяются, сохраняя в целом свою «флишевую» структуру. Такой «двойственный» характер изменений в составе и строении толщ нашел отражение в двойных названиях многих геологических формаций: флишевая терригенная, известняковая геосинклинальная, паралическая угленосная и т. д. Однако значительное изменение какой-нибудь одной характеристики (либо вещественного состава, либо структуры) в конечном счете всегда приводит к изменению другой. Иначе говоря, существуют некоторые критические пределы изменчивости как состава, так и структуры. Переход терригенного флиша в алевролитовую и глинистую фации приводит, в частности, к принципиальному изменению характера ритмичности — флишевая формация замещается аспидной.

На практике не удается расчленить тот или иной разрез по структурным и вещественным критериям, не используя при этом таких его противоположных свойств, как цикличность и направленность, дискретность и связанность. Для выделения направленных единиц разреза (циклов разного порядка) всегда используются какие-то «однородные» части разреза, принимаемые за «единицу вещества». В качестве таковых сначала выступают отдельные слои горных пород, например песчаника, алевролита и глин. Из них строятся так называемые элементарные циклы, циклотемы, или циклокомплексы (Вылцан, 1974; Карагодин, 1974; Трофимук, Карагодин, 1974). В циклах более крупного порядка роль «единицы вещества» играют наборы горных пород — карбонатных, терригенных, терригенно-карбонатных и т. п. В следующих циклах их заменяют еще более обобщенные вещественные единицы, за которыми закрепляются новые термины: «осадочные», «вулканогенные», «метаморфические», «вулканогенно-осадочные» толщи, формации, их малые ряды, или группы (см. табл. 1).

Таким образом, общая ранговая система всех элементов разреза строится путем принятия каких-то «единиц вещества» или «структуры» в качестве исходных понятий. В результате в разных рангах такой системы «вещественные» и «структурные» признаки доминируют попеременно, т. е. главным критерием при обособлении элементов разного ранга служат то одни, то другие признаки.

Если бы все региональные разрезы земной коры были непрерывными (унаследованными), то общую ранговую систематику структурных элементов можно было бы построить, вероятно, на базе иерархии одних только циклов. Но, к сожалению, непрерывными являются только отдельные части конкретных разрезов. Хорошо известно, что длительное унаследованное осадконакопление почти во всех случаях приводит к резкому изменению как структурных, так и вещественных характеристик: расчленяются и претерпевают инверсию прогибы, метаморфизуются осадочные слоистые толщи, появляются перерывы и несогласия в их залегании и т. д. Продолжительные периоды медленного роста складок, как правило, чередуются с фазами более быстрого их развития.

В результате некоторые структурные элементы, особенно крупные, оказываются резко наложенными один на другой, т. е. пространственно обособленными, дискретными. Это видно на примере формационных рядов или тектонических комплексов, обособленность и наложенность которых, по сути дела, служат единственными объективными критериями для выделения разных эпох складчатости и циклов тектогенеза (см. гл. III). Пространственная обособленность тектонических комплексов ясно проявлена даже в чехле платформ. По известному закону А. П. Карпинского, разновозрастные плитные комплексы в них всегда располагаются в непосредственной близости от одновозрастных геосинклинальных комплексов обрамления. Так, на Европейской платформе каледонский плитный комплекс, отвечающий каледонскому формационному ряду и плитной стадии данного цикла, занимает ее северо-западную часть, герцинский комплекс — преимущественно восточную, а альпийский — южную. Известно также, что циклы тектогенеза в конкретных складчатых областях всегда выделяются как бы через один (например, байкальский — герцинский), т. е. в каждой области за отчетливо проявленным циклом может следовать только «стертый» цикл (Хаин, 1973а).

Отсюда ясно, что при построении ранговой систематики формационных единиц должна учитываться, помимо цикличности и направленности, вторая пара противоположных свойств разрезов земной коры — их связанность и дискретность. По этой причине обе отмеченные выше пары свойств следует считать главными структурными свойствами элементов земной коры.

Может показаться, что в монографиях по общей геотектонике на эти главные, с нашей точки зрения, свойства до сих пор не обращали должного внимания. На самом деле это совсем не так. Дело в том, что структурные свойства Земли сначала описывали не в ходе сравнительного анализа структурных элементов разного ранга, а в связи с решением задач исторической геотектоники и стремлением к типизации тектонических движений.

Благодаря такому отвлечению от конкретных структурных элементов (подмене их воображаемым движением) общие, а значит и главные, для разных рангов свойства были выявлены фактически еще на заре геологической науки. Они нашли затем отражение в разнообразных классификациях тектонических движений, предложенных в разное время Г. К. Гильбертом и Г. Штилле, М. М. Тетяевым и В. В. Белоусовым, В. Е. Хаиным и Н. Б. Вассоевичем, Н. С. Шатским и М. В. Муратовым, Г. Д. Ажгиреем, Н. И. Николаевым и многими другими. В этих классификациях, правда, мы часто еще сталкиваемся с запутанным и неудовлетворительным положением, одна из причин которого, как заметил В. Е. Хаин (1973а), в том, что многие авторы проявляют непоследовательность в применении критериев классификации.

Однако почти во всех классификациях тектонических движений можно найти, иногда под разными названиями, четыре их главных типа, которые, видимо, и находят свое отражение в главных структурных свойствах земной коры: 1 — циклические (колебательные, обратимые, осцилляционные, эпейрогенические и т. п.); 2 — направленные (необратимые, эволюционные, орогенические); 3 — неравномерные (разрывные, наложенные, быстрые, блоковые); 4 — плавные (унаследованные, медленные, связные). Эти типы тектонических движений выделяются также по данным о новейших и современных движениях земной коры. Анализ последних указывает на то, что за короткие промежутки времени скорость и знак движений изменяются, а сумма этих движений за более длительный период наблюдений имеет достаточно устойчивый знак. В осадках это фиксируется в цикличности строения одних ранговых единиц и в направленном характере строения других.

Наконец, неоценимый материал для суждения о самых общих структурных свойствах тектонических единиц получен в результате длительного изучения истории движений земной коры по перерывам и несогласиям в осадочных толщах. Этот старейший метод исторической геотектоники, как известно, привел к появлению двух групп резко противоположных по своей сути концепций тектогенеза.

Первые берут свое начало от катастрофизма Ж. Кювье, Э. де Бомона и А. д'Орбиньи (XIX в.) и находят крайнее выражение в каноне фаз складчатости Г. Штилле (1964). Это — концепции прерывистого или неравномерного строения и развития земной коры. Они исходят из того факта, что структурные элементы земной коры дискретны и резко отделяются один от другого поверхностями несогласий, фазами складчатости, эпохами катастрофических изменений.

В противовес концепциям первой группы в том же XIX в. возникли и тоже успешно развиваются вплоть до настоящего времени тектонические концепции второй группы — концепции непрерывного, унаследованного развития складчатости. Эта группа, представленная впервые известной концепцией Ч. Ляйеля о медленном, эволюционном течении геологических процессов, также находит свое продолжение в трудах известных геологов нашего столетия — А. Д. Архангельского и др. (1937), Н. С. Шатского (1964), Н. П. Хераскова (1967) и др.

За последние 50 лет в обе эти противоположные группы концепций внесены существенные коррективы. Стало ясно, например, что фазы складкообразования могут иметь любой возраст, а не только тот, который предусмотрен «каноном» Г. Штилле. Установлено также, и это видно на примере рассмотренных нами районов, что несогласия в залегании слоев далеко не всегда являются результатом каких-то катастрофических событий. Наиболее крупные несогласия возникают также при наложении эпизодически проявляющихся процессов роста складок и их разрушения. Наряду с эволюцией почти всеми геологами стали признаваться качественно различные этапы развития земной коры.

Однако эти и многие другие уточнения, сделанные в ходе длительной проверки конкурирующих групп концепций, не могут служить причиной для решительного отказа от какой-то одной из них. Тем не менее мы не вправе компромиссно считать все противоположные концепции в полной мере справедливыми до тех пор, пока не будут сняты существующие между ними противоречия.

Сравнительный анализ разноранговых формационных элементов в зонах сочленения платформ и складчатых областей позволяет высказать идею периодического изменения (инверсий при переходе из одного ранга в другой) главных структурных свойств: цикличности и направленности, унаследованности и наложенности. Поскольку именно эти свойства разрезов земной коры лежат в основе упомянутых выше конкурирующих групп тектонических концепций, выдвинутая идея снимает, как нам представляется, основные противоречия между ними. Такие противоположные концепции, как концепции фаз складчатости и медленного роста складок, а также концепции цикличности и эволюционности в развитии Земли остаются вполне справедливыми, но каждая — для элементов разного ранга.

Идея ранговой инверсии главных структурных свойств, как и любая другая идея, конечно, требует проверки. Для её окончательного утверждения или опровержения нужно провести, хотя бы в самом общем виде, сравнительный анализ полного ряда структурных элементов Земли разного ранга и определить, как изменяются названные выше главные структурные свойства с увеличением или уменьшением ранга структурных элементов.

Имея в виду, что к мельчайшим геологическим телам относятся минералы, кристаллическая структура которых определяется через ато-

мы, ионы или их группы, за изначальную «единицу вещества» удобнее всего принять атом. Сравнивая структуры молекул с кристаллическими решетками минералов, можно обнаружить, что их главные структурные свойства, так же как и разноранговых формационных единиц земной коры, противоположны: у молекул структура направленная, а у кристаллов — циклическая. «Кристалл определяется как однородная анизотропная бесконечная постройка, в которой атомы, ионы или их группы, занимая строго определенные геометрически закономерные места в пространстве, создают в совокупности кристаллическую структуру (решетку)» (Сауков, 1966, с. 154). Принято считать, что для структуры горной породы тоже характерна периодичность (Левинсон-Лессинг, 1933; Косыгин, 1974). Однако под периодичностью в последнем случае понимается частая встречаемость в массиве горной породы некоторой элементарной группы, т. е. речь идет не о структуре минимального по размерам агрегата, включающего все характерные для породы минералы, а о структуре скоплений породных частиц, образующих монолитную породную массу. Разница между этими «структурами» примерно такая же, как между структурой водной массы в каком-нибудь водоеме и структурой воды, представленной одной ее молекулой. Между тем ранговый переход «минерал» — «порода» осуществляется с появлением именно элементарной группы минералов, по составу, структуре и размерам которых выделяются основные виды горных пород. Структура же этой элементарной породной единицы в отличие от кристаллической структуры минералов — не циклическая.

Итак, главные структурные свойства как минеральных, так и формационных элементов Земли, т. е. молекул, минералов, горных пород, а также их наборов, элементарных формаций и их групп, при переходе из одного ранга в другой становятся, хотя бы в одном измерении, противоположными.

Минеральные элементы имеют совершенно свободную ориентировку в пространстве. Вектор изменчивости свойств у них зависит только от характера распределения в пространстве их составных частей. Иначе, как мы видели на примере рассмотренных выше опорных разрезов, ведут себя в этом отношении формационные элементы. В наборах горных пород, в элементарных формациях и в формационных группах характер распределения структурно-вещественных единиц в пространстве в значительной степени определяется «соседями». Все элементы этого диапазона обнаруживают явную тенденцию (в породах она проявлена еще слабо) к образованию определенных «фациальных рядов» и «парагенезов». Вектор изменчивости их главных свойств с координатами Земли еще не очень связан, т. е. фациальные изменения происходят в любых направлениях. В более крупных структурных элементах (в геоструктурах и глобальных элементах, которые будут рассмотрены в следующих главах) связь пространственной ориентировки с координатами планеты постепенно увеличивается и становится в конечном счете определяющей.

ГЛАВА III

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ, СЛОИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ГЕОСТРУКТУРЫ

РАНГИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Наличие в земной коре объектов разного ранга свидетельствует о том, что оптимально упорядочить все разрозненные данные о структуре её самых крупных элементов можно только с помощью построения

многоступенчатой логической системы по группировке одних элементов в другие. Сведения о строении крупных структур можно передавать разным способом. В принципе для характеристики основных структурных элементов можно и не прибегать к тектоническим комплексам и к группам формаций. Но опыт показывает, что на уровне пород, их наборов и элементарных формаций конструкция получается слишком громоздкой и расплывчатой. Черты сходства и различий в строении крупных участков земной коры теряются среди бесконечных описаний пород, многие из которых встречаются во всех основных типах геоструктур и в глобальных элементах Земли, т. е. являются «сквозными», «сквозьструктурными» или «аллофильными».

Почти во всех естественных науках — в кристаллографии, минералогии, петрографии, физике, химии, ботанике, медицине и других — природные объекты уже давно изучаются на разных уровнях — уровне атомов, молекул, минералов, клеток, тканей и т. п. В геотектонике такая система разделения объектов на ранги пока что только намечается, хотя понятие о рангах, т. е. соподчиненности тектонических единиц, уже давно вошло в обиход геотектоники. Под тем или иным названием, в явном или неявном виде, оно используется во всех общих работах и обзорах тектонического строения крупных территорий и Земли в целом. Так, А. А. Богданов, Л. П. Зоненшайн, М. В. Муратов, В. Ц. Наливкин, Ю. М. Пущаровский, В. Е. Хаин, В. М. Цейслер и Н. А. Штрейс (1972, с. 4), предлагая определенный вариант классификации тектонических структур, писали о том, что «сюда вошла не слишком большая часть тектонических понятий, а только те из них, которые относятся к основным структурным элементам земной коры, таким как геосинклинальные складчатые области и пояса, платформы и их составные части».

В монографии Дж. Ферхугена, Ф. Тернера и др. (1974) строение планеты описывается начиная с атомно-молекулярных и минеральных ее элементов и заканчивается рассмотрением проблем глобальной тектоники на уровне таких крупных структурных элементов Земли, как океаны и континенты.

В «Общей тектонике» В. Е. Хаин (1973) также обращает внимание на то, что тектонические структуры весьма разнообразны по своему масштабу — от крупнейших, охватывающих целые материки и океаны, до мельчайших, наблюдаемых в шлифах под микроскопом.

«Необходимо разобраться в этом многообразии структур,— пишет В. Е. Хаин (1973а, с. 40),— и наметить некоторую их систематику». В качестве ранговых структурных элементов в этой работе выделяются: 1) континенты и океаны, 2) геосинклинальные пояса и платформы, 3) геосинклинальные и складчатые системы, межгорные и передовые прогибы, щиты и плиты, 4) интрагеосинклинали и интрагеоантиклинали, синеклизы и антеклизы, 5) крупные своды и впадины, на которые распадаются антеклизы и синеклизы платформ, крупные складки облекания (отраженные, штамповые, глыбовые и т. п.). По размерам эти последние делятся на: 6) крупные, 7) средние, 8) мелкие, 9) мельчайшие. Элементы 1—4 объединяются в класс глубинных структур, а элементы 5—9 относятся к коровым структурам, которые, в свою очередь, подразделяются на глубокие коровые, внутрикоровые и чехольные.

Таким образом, здесь намечена ранговая шкала структур двух типов: а) тектонических структур и форм разного порядка, отражающих латеральную неоднородность в структуре земной коры; б) тектонических единиц, отражающих общую вертикальную зональность (слоистость, этажность) Земли.

На таких же двух основаниях фактически построена иерархия некоторых тектонических объектов в работе Т. Н. Спижарского (1973).

С одной стороны, в ней выделяются ранговые «возрастные тектонические подразделения», такие как структурный комплекс, подкомплекс, ярус, подъярус. С другой — «тектонические режимы» разного порядка, отвечающие «тектоническим структурам» первого, второго и третьего порядка.

Известно, что для определения предмета науки важно перечислить ее объекты. В этом отношении возникает большая неясность при обращении к геотектонике, иерархия объектов которой до сих пор строго не определена. По этой причине в настоящее время мы еще не имеем какого-либо полного перечня ее основных разделов по объектам разного ранга. Только некоторые из них определились, по-видимому, достаточно четко. Более зрелый этап в развитии геотектоники приведет, по-видимому, к такому же в принципе ее разделению на ряд дисциплин, которое существует ныне у давно сложившихся естественных наук. Определения главных научных дисциплин в них, как известно, основаны на характеристике того, что они изучают, а не того, как это они делают, с какой целью, по какой методике и т. п.

Если геотектоника — наука о структуре, то о структуре каких объектов — пород, их наборов, геологических формаций, тектонических комплексов или слоев земной коры, геоструктур, геосфер, планеты в целом?

«При описании деятельности любой сложной системы, будь то человеческий организм или Земля, обычно возникает затруднение — с чего начать,— пишут Дж. Ферхуген, Л. Вейс, К. Вархафтинг и У. Файф,— так как нет ни одной части системы, которая бы не зависела от остальных частей, и нет ни одного природного процесса, который можно было бы понять вне связи с другими процессами» (Ферхуген и др., 1974, с. 11).

Следовательно, только отдавая себе ясный отчет в том, из каких элементов, или систем, состоит Земля, можно дать более или менее полное представление о ее строении и эволюции. Здесь, видимо, уже нельзя обойтись простым утверждением, что «в понятие «геологические тела» включаются разномасштабные объекты — от кристалла до континентов» (Ферхуген и др., 1974, с. 196). Простое перечисление порядков структур, без пояснения того, как эти порядки получаются, тоже оказывается недостаточным, так как многие исследователи называют разное число таких порядков. Отсюда возникает задача нахождения общего числа ранговых уровней.

Для начала необходимо дать хотя бы перечень объектов, относящихся к разным рангам. Если к первому рангу отнести наиболее крупный объект геотектоники — планету, а к последнему — атомы, то получится, что в структуре Земли уже давно эмпирически выделены элементы по крайней мере четырнадцати ранговых уровней. Их можно представить в виде ранговой шкалы, приняв за начало отсчета ранговых уровней, или рангов, главные уровни организации вещества — атомарный и планетарный.

Все известные в настоящее время ранговые объекты распределяются по такой шкале уровней следующим образом: I — атомы, II — молекулы, III — минералы, IV — горные породы, V — наборы пород, VI — элементарные формации и VII — группы формаций в понимании Н. С. Шатского (1965) и Н. П. Хераскова (1967), VIII — тектонические комплексы, формационные ряды или главные структурные комплексы, по М. В. Муратову (1963) и др., IX — слои земной коры, или фундаменты и осадочные чехлы, X — геоструктуры, т. е. платформы, складчатые области и т. п., XI — геосферы, XII — глобальные элементы, XIII — части планеты, т. е. континенты, океаны и т. п., XIV — планета.

Все эти объекты удобно рассматривать в качестве относительно обособленных систем. Такой взгляд на объекты геотектоники приводит

Таблица 4

Ранговые элементы Земли и основные дисциплины геотектоники

Ранги и диапазоны		Объекты	Формы обособления (примеры)	Науки о структуре объектов	
				сложившиеся	намечающиеся
MN	IV	Породы	Слои, пласты, жилы	Петротектоника	
FR	V	Наборы пород	Пачки, интрузии	Структурная геология	Формационная тектоника
	VI	Элементарные формации	Свиты		
	VII	Группы формаций	Серии		
GS	VIII	Тектонические комплексы	Геосинклинали, впадины, плиты		Геоструктурная тектоника
	IX	Слои земной коры	Чехлы, фундаменты		
	X	Геоструктуры	Складчатые области, платформы		
GL	XI	Геосферы	Земная кора		Глобальная тектоника
	XII	Глобальные элементы	Глобальные плиты		
	XIII	Части планеты	Континенты и океаны		

Геотектоника общая

Примечание. Ранговые диапазоны обозначены буквами: MN — минеральный; FR — формационный, GS — геоструктурный, GL — глобальный.

к многоступенчатой их иерархии, по которой уже можно определить, хотя бы качественно, ранг каждого объекта и соотнести объекты как с уже существующими в явном виде отраслями геологии (минералогией, петрографией и петротектоникой, учением о геологических формациях), так и с теми разделами геотектоники, выделение которых в качестве самостоятельных дисциплин только намечается — формационной, геоструктурной и глобальной тектоникой (табл. 4).

Перечисленные выше ранговые объекты вполне увязываются с представлениями Ю. А. Косыгина и др. (1972) о двух главных уровнях организации вещества (атомарном и планетарном) с той лишь оговоркой, что граница между ними не должна проводиться на уровне горных пород: переход от атомарного уровня организации вещества к планетарному осуществляется путем ступенчатых ранговых преобразований вещества и структуры (см. рис. 46, 47, гл. V).

При характеристике геологических объектов как относительно обособленных систем необходимо начать, как минимум, с горных пород. Геотектоника касается пород через структурную геологию, в которой классифицируются формы геологических тел, выполненных той или иной породой, и через петроструктурный анализ и минералогию — при

определении минералов и ориентировке минеральных зерен в породе. Эти структурные задачи практически уже сосредоточены в рамках петротектоники.

Из пород конструируются новые объекты — наборы пород и элементарные геологические формации. Учение о формациях как закономерных ассоциациях пород развивалось внутри геотектоники и тоже уже более или менее оформилось в самостоятельное направление. За формационной тектоникой следует, вероятно, закрепить структурный аспект изучения геологических формаций. Сюда относится выделение и описание типов ритмичности флишевых формаций, структуры магматических и метаморфических формаций и т. д.

Создание в геотектонике формационного направления позволило по-новому подойти к характеристике тектонических комплексов (геосинклинальных и плитных, комплексов орогенных впадин и элементарных глубинных разломов) через представление их как определенных рядов формаций.

Из тектонических комплексов конструируются объекты еще более крупного ранга: слои земной коры (мегакомплексы), а также геоструктуры. Дисциплину, изучающую структуры в ранговом диапазоне от тектонических комплексов до геоструктур, можно назвать геоструктурной тектоникой. Эта дисциплина также уже начала обособляться в составе геотектоники как учение об основных структурных элементах земной коры.

Наконец, в компетенцию геотектоники входит описание структуры геосфер, глобальных элементов Земли и самых крупных ее частей — континентов, океанов и ядра планеты. За этой дисциплиной сравнительно недавно закрепилось название «глобальная тектоника».

Завершается ряд дисциплин о структуре ранговых объектов физикой Земли и тектоникой планет, задачей которых является сравнительное изучение структуры разных планет, что уже выходит за рамки собственно геотектоники.

Разделение дисциплин геотектоники по разноранговым объектам не означает, что выделенные дисциплины (см. табл. 4) находятся в иерархической зависимости друг от друга. По справедливому замечанию Дж. Бернала (1966), наука больше похожа на «взаимное переплетение, напоминающее сеть», чем на «дерево». Геотектоника, видимо, и здесь не исключение.

Итак, структурные исследования целесообразно вести в соответствии с рангом изучаемых объектов и в рамках сложившихся или формирующихся дисциплин о структуре этих объектов.

Все разноранговые единицы выделяются по двум признакам: либо по составу, либо по структуре, которая отражает пространственные соотношения между составляющими данную единицу «элементарными» геологическими телами. Роль «элементарных» тел в каждом более крупном парагенезисе играют структурно-вещественные единицы предшествующих ранговых уровней. Так, элементарные тектонические формации устанавливаются по структуре парагенезиса горных пород, которая может быть, например, трансгрессивной, регрессивной или циклической. Группы формаций определяются сообществом элементарных формаций, объединенных по составу, а тектонические комплексы — по структуре формационных рядов.

Для мелкомасштабного тектонического районирования и краткого описания строения крупных территорий наиболее удобными оказались тектонические комплексы земной коры. С началом составления обзорных тектонических карт континентов и частей света тектонические комплексы практически стали главным или «исходным» элементом, с помощью которого расшифровывается структура складчатых областей, а также чехла и фундамента платформ любого возраста.

СОПОДЧИНЕННОСТЬ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ФОРМ (МОРФОСТРУКТУР) ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА И СКЛАДЧАТЫХ КОМПЛЕКСОВ

Морфологические структурные элементы (морфоструктуры) осадочного чехла и складчатых комплексов принято разделять не только по их типам, но и по соподчиненности или масштабу (Гарецкий, Шлезингер, Яншин, 1965; Наливкин, 1963; Гурари и др., 1963; Дубинский и др., 1965; Н. А. Крылов, 1971; Гарецкий, 1972; Кравченко, Муратов и др., 1973). Самые крупные элементы чехла платформы обычно называются либо крупными, либо крупнейшими, или надпорядковыми, структурами. Следующие по масштабу обозначаются либо как крупные, либо как элементы первого порядка; затем идут средние — элементы второго порядка; мелкие — третьего порядка, мельчайшие структурные элементы — четвертого порядка.

В содержательном плане почти все опубликованные классификации морфологических структурных элементов осадочного платформенного чехла весьма сходны. Они различаются главным образом по системам принятых индексов. Это ведет к тому, что одни и те же морфологические типы тектонических форм и одни и те же ранги структур в разных классификациях обозначаются различными терминами. Второй недостаток этих классификаций заключается в некоторой оторванности тектонических форм (морфоструктур) разного порядка величины от структурно-вещественных, т. е. формационных единиц, для характеристики которых эти элементы морфологии, по существу, предназначены (Худяков, 1974).

Тектонические формы осадочного чехла и складчатых областей, как правило, разделяются на порядки в зависимости от занимаемой ими площади, что на практике далеко не всегда оказывается рациональным. Дело в том, что морфологические структурные элементы по размерам образуют полную гамму с постепенными переходами от крупнейших к локальным, так что жесткое разделение структур на порядки по размерам оказывается невозможным. Об этом свидетельствуют, в частности, построенные по подсчетам В. Д. Наливкина (Наливкин В. Д. и др., 1965) кривые распределения площадей по крупным и средним структурам: на графиках не проявились максимумы встречаемости морфологических структурных элементов какого-либо размера (площади). Получается, что порядков тектонических форм по этим критериям можно выделять сколько угодно (Н. А. Крылов, 1971).

Из этого следует, что общее число порядков морфологических структур как на платформах, так и в складчатых областях надо устанавливать не по размерам площадей, а в соответствии с иерархией тех структурно-вещественных единиц, которые данными формами обладают.

Если обратиться к имеющемуся на этот счет эмпирическому материалу по структуре осадочного чехла Европейской, Сибирской, Скифской и других платформ, а также по структуре складчатых областей юга СССР, то можно заметить, что в них обычно выделяют не более 5 порядков тектонических форм, т. е. количество этих порядков почти всегда строго соответствует общему числу рангов структурно-вещественных единиц, выделяемых при объемном тектоническом расчленении осадочного чехла и складчатых комплексов. В связи с этим пятиступенчатую номенклатуру тектонических форм осадочного чехла и складчатых комплексов (табл. 5) можно считать для региональных работ вполне подходящей и рациональной. В этой шкале к первому рангу относятся крупнейшие элементы, характеризующие форму крупных участков осадочного чехла на всю его мощность, а к пятому — мельчайшие тектонические формы осадочного чехла, что по существу не противоре-

Таблица 5

Номенклатура тектонических форм и ранговые элементы Земли (на примере Краснодарского профиля)

Ранги структурных элементов	Номенклатура структур и их порядок				Структурные элементы Краснодарского профиля (примеры)			
	1	2	3	4	1	2	3	4
	структурные этажи	формации	тектонические формы	перерывы и несогласия	структурные этажи	формации	тектонические структуры и формы	перерывы и несогласия
VI	Латеральный ряд элементарных формаций	Элементарная петрографическая формация	Мелкие (4)	Фаза	Майкопский подэтаж	Майкопская свита	Антиклинальные и синклинальные зоны краевого прогиба	Пиренейская, адыгейская и другие фазы
VII	Формационный этаж или группа формаций		Средние (3)	Группа фаз	Олигоцен-неоген-антропогеновая группа формаций Скифской плиты и краевого прогиба		Западно-Кубанский краевой прогиб	Фазы главной складчатости Большого Кавказа
VIII	Латеральный ряд тектонических комплексов	Элементарный тектонический комплекс — формационный ряд	Крупные (2)	Цикл фаз	Геосинклинальный комплекс Большого Кавказа — Азово-Кубанская впадина — Скифская плита	Формационные ряды Черноморской впадины, геосинклинали Большого Кавказа, передового прогиба и плиты	Черноморская впадина, мегантиклинорий Большого Кавказа, Азово-Кубанская впадина	Альпийский цикл фаз многогеосинклинали Большого Кавказа
IX	Слои земной коры		Крупнейшие — надрядковые (1)	Мегацикл	Чехлы платформ		Индоло-Кубанская система прогибов	Мегацикл чехла Скифской платформы
X	Латеральный ряд геоструктур		Геоструктуры		Альпийская складчатая область — Скифская платформа — Восточно-Европейская платформа		Альпийская складчатая область	

чит «Решению Совещания по классификации платформенных структур» (Решение..., 1963). Однако единую для всех районов классификацию морфоструктур не следует строить на основе размеров площади, занимаемой морфологическими элементами. Размеры площадей и объемы структурных элементов одного и того же ранга в разных районах и областях могут различаться на несколько порядков. Номенклатура морфологических элементов, как платформ, так и складчатых областей, должна, очевидно, в общих чертах быть связанной с систематикой их ранговых элементов.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ, СЛОИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ГЕОСТРУКТУРЫ ЗОН СОЧЛЕНЕНИЯ ПЛАТФОРМ И СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Тектонические комплексы Скифской платформы и ее краевых систем

Скифскую платформу часто называют Скифской плитой. На самом деле, этот геоструктурный элемент юга европейской части СССР был первоначально выделен как Скифская платформа (Муратов, 1955; Пущаровский, 1959). Северная, западная и южная границы Скифской платформы почти всеми исследователями проводятся более или менее однозначно: на западе и юге по переходам эпигерцинского чехла в складчатые комплексы Альпийской области, а на севере — по границе герцинской складчатости, по появлению более древних складчатых систем, перекрытых каледонскими и герцинскими платформенными комплексами (плитами). Что же касается восточной границы Скифской платформы, то она устанавливается менее определенно, так как область Предкавказья, Юго-Западной Украины и Молдавии, традиционно называемая Скифской платформой, является частью крупной эпигерцинской платформы юга СССР (Н. А. Крылов, 1971) или еще более крупной Центрально-Евразиатской молодой платформы (Гарецкий, 1972; Кравченко, Муратов и др., 1973).

Наиболее характерной особенностью Скифской платформы, как и любой другой платформы, считается наличие в ее составе фундамента и чехла, которые обычно рассматриваются как самые крупные и равные по рангу структурные этажи платформ (мегакомплексы). Хотя фундамент и чехол выделяются почти в каждом отдельно взятом вертикальном разрезе этой платформы, расчленить ее по всему объему на два мегакомплекса не удается. Под платформенным чехлом, на тех участках, где он представлен одним комплексом (плитным или орогенным), находится несколько структурных этажей, сравнимых с чехлом по своей значимости и рангу. В таких случаях каждый нижний этаж по отношению к верхнему является «фундаментом», а все вместе они составляют «основание» вышележащего этажа.

К чехлу относятся плитный комплекс и все впадины орогенного ряда, сложенные осадочными и вулканогенно-осадочными формациями, т. е. ороплинты и собственно орогенные впадины (см. рис. 32).

В «основание» альпийской плиты включаются все более древние, чем сама плита, тектонические комплексы (рис. 25).

Мезозойско-кайнозойская плита вместе с одновозрастными орогенными впадинами составляет альпийский структурный этаж. Под этим альпийским этажом чехла Скифской платформы находится погребенная герцинская складчатая область, состоящая из межгорных впадин и прогибов, срединных массивов и их чехлов, а также окаймляющих их геосинклинальных комплексов. Основание альпийского этажа Скифской платформы включает в себя все структурные элементы погребенной

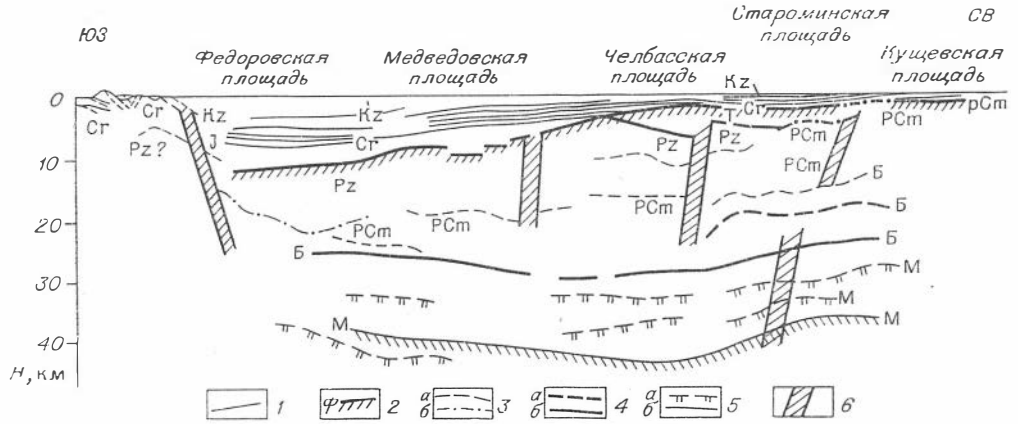


Рис. 25. Сейсмический разрез земной коры через Индоло-Кубанский прогиб и центральную часть Скифской плиты до Ростовского выступа по профилю Геленджик — Кущевская (Карасик и др., 1970 г.). Из книги Н. А. Беляевского, 1973.

1 — поверхности раздела в осадочной толще, *2* — поверхность палеозойского складчатого фундамента; *3* — поверхности раздела в консолидированной коре по данным МОВЗ (*а*), по данным МТЗ и ДЭЗ (*б*), *4* — поверхность базальтового слоя по данным МОВЗ (*а*) и по данным КМПВ (*б*); *5* — поверхность Мохоровичича по данным МОВЗ (*а*) и по данным КМПВ (*б*); *6* — глубинные разломы.

складчатой области, в том числе и осадочный чехол ее срединных массивов.

Под чехлом Скифской платформы можно выделить по крайней мере еще три разновозрастных (стратиграфических) структурных этажа: карельский, байкальский и герцинский. Все они в частных случаях рассматриваются как фундаменты. Внутренняя структура этих нижних этажей во многом остается еще не расшифрованной. Они намечаются в основном по петрографической характеристике слагающих их комплексов и геофизическим данным, т. е. являются петрографическими или геофизическими структурными этажами, слоями земной коры, в составе которых лишь иногда удается выделить те или иные виды комплексов по их структуре.

В Краснодарском опорном пересечении наиболее древний структурный этаж Скифской платформы представлен карельским кристаллическим фундаментом, который подходит близко к дневной поверхности в Ростовском выступе Европейской платформы (см. рис. 6, 37). Он представлен докембрийским гранито-гнейсовым комплексом, объединяющим ультраметаморфизованные осадочные и магматические формации, сопоставляемые с «обоянской гнейсовой серией» района Курской магнитной аномалии. Абсолютный возраст комплекса варьирует от 2,7 до 2,0 млрд. лет. Гранито-гнейсы содержат интрузивные тела трех циклов — архейского, нижнепротерозойского и верхнепротерозойского. Поверхность этого структурного этажа в целом совпадает с кровлей «гранитного» слоя земной коры. Выше по условиям залегания пород и возрасту предположительно выделяется «байкальский» структурный этаж, сложенный вулканогенно-осадочными формациями верхнего протерозоя — нижнего палеозоя (Алексин, Шарданов и др., 1973). Эти формации вскрыты на северо-западном борту Восточно-Кубанской впадины и Адыгейском выступе (на Южно-Леушковской, Майкопской и Косиновской площадях). Предполагается, что байкальские формации слагают также фундамент Восточно-Кубанской впадины и Тимашевской ступени. Кроме того, они в виде глыб выходят в Северо-Кавказском краевом массиве (хасаутская серия, мощность которой около 2000 м). Формации представлены кварц-гранат-мусковитовыми, мусковит-кварцевыми сланцами, чередующимися с кварцевыми порфирами и биоти-

товыми дацитовыми порфиритами (Воскресенский, Корнев, Любофеев, 1972). Степень метаморфизма их соответствует фации зеленых сланцев, а общая мощность превышает предположительно 1000 м. Отмечается пространственная и структурная связь этих формаций с герцинскими геосинклиналями. Во многих районах они, очевидно, должны включаться в состав герцинских геосинклинальных комплексов, образующих вместе с глубинными разломами герцинский фундамент Скифской платформы. Собственно герцинская (палеозойская) группа формаций этих геосинклинальных комплексов широко распространена в Западном Предкавказье (Алексин и др., 1973; Воскресенский и др., 1972). Она состоит из нескольких формаций, различающихся по петрографическому составу:

1) терригенно-вулканогенная формация нижнего — среднего палеозоя (мощность около 2000 м);

2) терригенная пестроцветная формация среднего палеозоя (мощность 3500—4000 м);

3) терригенная и терригенно-карбонатная формация нижнего карбона (мощность 1500—2500 м);

4) формация орогенных гранитных плутонов верхнего палеозоя обнаружена во многих скважинах под чехлом. По геологическим данным и результатам определения абсолютного возраста (240—280 млн. лет) внедрение двадцати известных в настоящее время массивов происходило в позднепалеозойское время. Эта интрузивная деятельность в фундаменте Скифской платформы была связана с эпохами наиболее интенсивных поднятий;

5) молассовая пестроцветная формация верхнего карбона — перми (мощность 500—1000 м). Отличительной особенностью пестроцветных образований является сильная фациальная изменчивость и резко меняющаяся мощность.

Пестроцветная формация верхнего карбона — перми на разных участках, вероятно, входит в состав совершенно различных в структурном отношении комплексов — геосинклинального и орогенных впадин. Вместе с раннемезозойскими (триасово-юрскими) она, очевидно, участвует также в строении межгорных впадин и прогибов погребенной складчатой области.

Самый нижний структурный этаж основания Скифской платформы в пределах Молдавии и Юго-Западной Украины (рис. 26) также представлен архейскими гнейсами, кристаллическими сланцами и гранитами, которые очень близки породам, обнаженным в Украинском щите. Они входят одновременно в состав фундамента Восточно-Европейской платформы.

Поверхность архейского этажа здесь погружается с севера на юг, где она «теряется» под палеозойским складчатым комплексом Добруджи и геосинклинальным комплексом Восточных Карпат. Глубоким бурением кристаллический фундамент платформы в опорных профилях (см. рис 8—10) прослежен до глубины 2110 м. Максимальное погружение кристаллического фундамента, судя по сейсмическим данным и скважинам, составляет около 6 км. Склон фундамента Европейской платформы осложнен ступенями и пологими поднятиями небольшой амплитуды. По вещественным и структурным признакам он резко отличается от всех вышележащих этажей и отчетливо выделяется на сейсмических профилях, как поверхность «гранитного» слоя земной коры. Тем или иным способом этот структурный этаж (кристаллический фундамент древней и молодой платформ) показан на всех тектонических схемах.

Над южным краем кристаллического фундамента Европейской платформы появляется вторая поверхность несогласия, прослеженная бурением до глубины примерно 2600 м и характеризующаяся, по дан-

ным сейсмических исследований, максимальной глубиной залегания около 3500 м.

В пределах погруженного склона Добруджи она соответствует поверхности палеозойского складчатого фундамента Скифской платформы, в центральной части зоны сочленения платформ отделяет верхнепалеозойский (и, возможно, триасовый) комплекс преимущественно красноцветных терригенных пород от менее дислоцированных слоев мезозойско-кайнозойской плиты. На Европейской платформе эта же поверхность соответствует кровле размытой палеозойской плиты, на которой с перерывом залегают мезозойские и кайнозойские платформенные отложения, переходящие в чехол соседней молодой платформы (см. рис. 26, 34—36).

Этими поверхностями несогласия осадочный слой земной коры в пограничной между двумя платформами зоне расчленяется на два разновозрастных структурных этажа — каледонский и альпийский.

Каледонский структурный этаж объединяет в один латеральный ряд три тектонических комплекса: погребенный геосинклинальный комплекс Добруджи, погребенный краевой прогиб Добруджи и тесно с ними связанную палеозойскую плиту Европейской платформы. По своему положению на краю платформы, рядом с геосинклинальной системой, эта часть палеозойской плиты соответствует перикратонным прогибам А. А. Богданова, М. В. Муратова и В. Е. Хаина (1963).

В отличие от всех более молодых прогибов, в том числе и Днестровского перикратона (Кравченко, Муратов и др., 1973), этот допермский структурный элемент Европейской платформы называется Придунайским перикратонным прогибом (Вотах и др., 1969).

Верхняя граница каледонского этажа, представленного латеральным рядом разнообразных тектонических комплексов, обнаруживается как по геофизическим данным, так и по скважинам. Однако эта граница на разных участках, так же как и кровля кристаллического фундамента, выражена по-разному. В южном крыле зоны сочленения, где имеются весьма существенные различия между каледонским геосинклинальным комплексом фундамента и чехлом молодой платформы, она весьма резкая. В центральной части пограничной зоны вдоль этой границы отмечаются угловые несогласия, а на северном крыле граница обнаруживается в основном по стратиграфическим несогласиям в скважинах.

Альпийский структурный этаж (мезозойско-кайнозойский чехол Скифской платформы вместе с альпийским плитным комплексом Европейской платформы) представлен практически неметаморфизованными и слабо дислоцированными отложениями. Он является общим для двух платформ плитным структурным этажом, в котором выделяются более мелкие структурные этажи, представленные разновозрастными формационными группами, частично или полностью перекрывающими друг друга: юрский Преддобруджский прогиб, палеогеновая и неогеновая группы осадочных формаций и т. д.

Стратиграфические объемы всех выделенных структурных этажей, тектонических комплексов и слоев земной коры, так же как и «возраст главной складчатости», скользят по стратиграфической шкале в широких пределах. В частности, не исключено, что в герцинский фундамент плиты на территории Скифской платформы входят местами и раннемезозойские, триасово-юрские формации (Гарецкий, 1972). Поэтому все принятые при расчленении фундамента «возрастные» названия не следует буквально понимать как хроностратиграфические. Ими здесь обозначена наблюдаемая в земной коре последовательность в залегании структурных элементов: комплексы карельского фундамента всегда залегают ниже герцинского, а герцинские находятся под альпийскими.

Возрастная (хроностратиграфическая или биостратиграфическая) датировка подошвы какого-нибудь верхнего структурного элемента, оп-

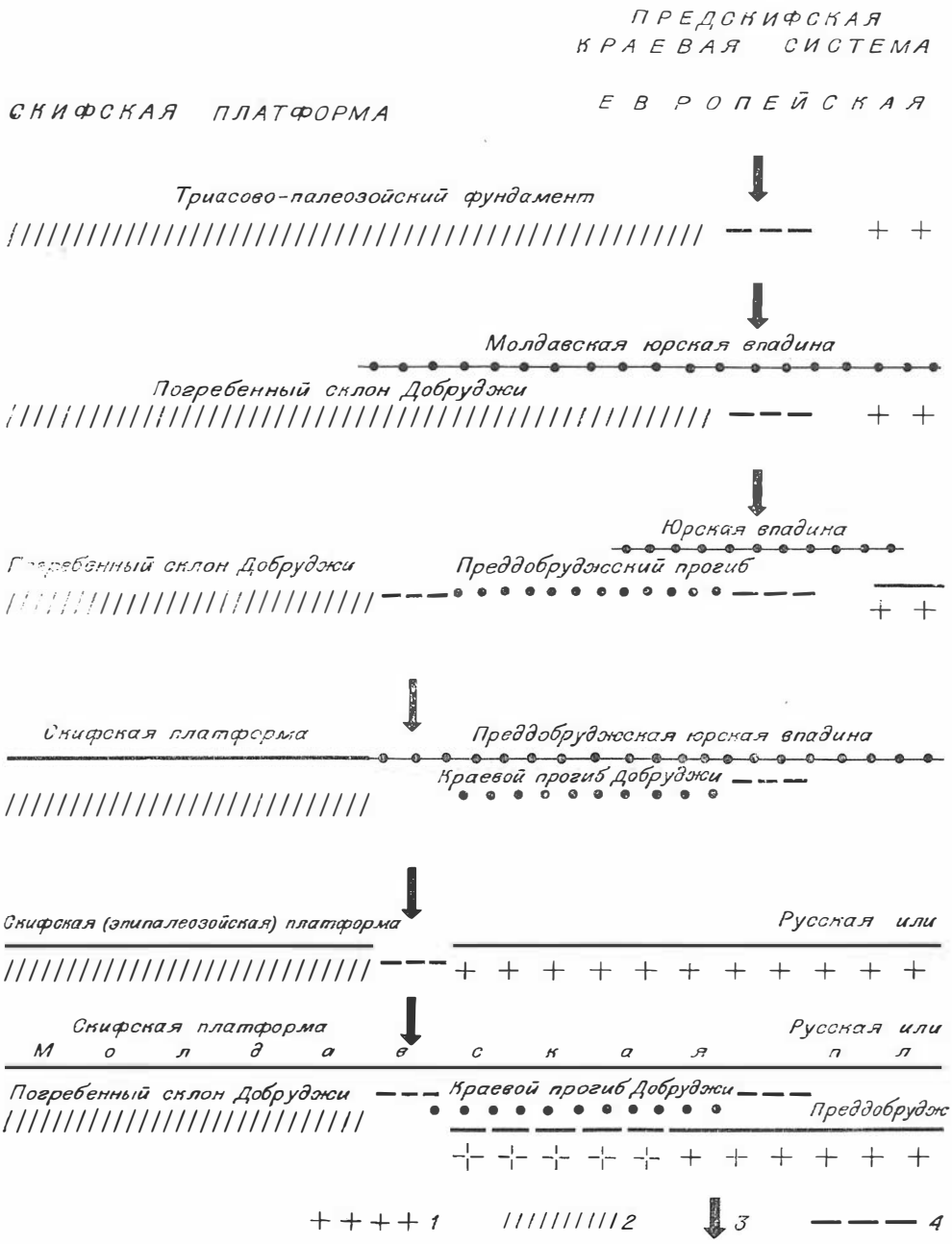
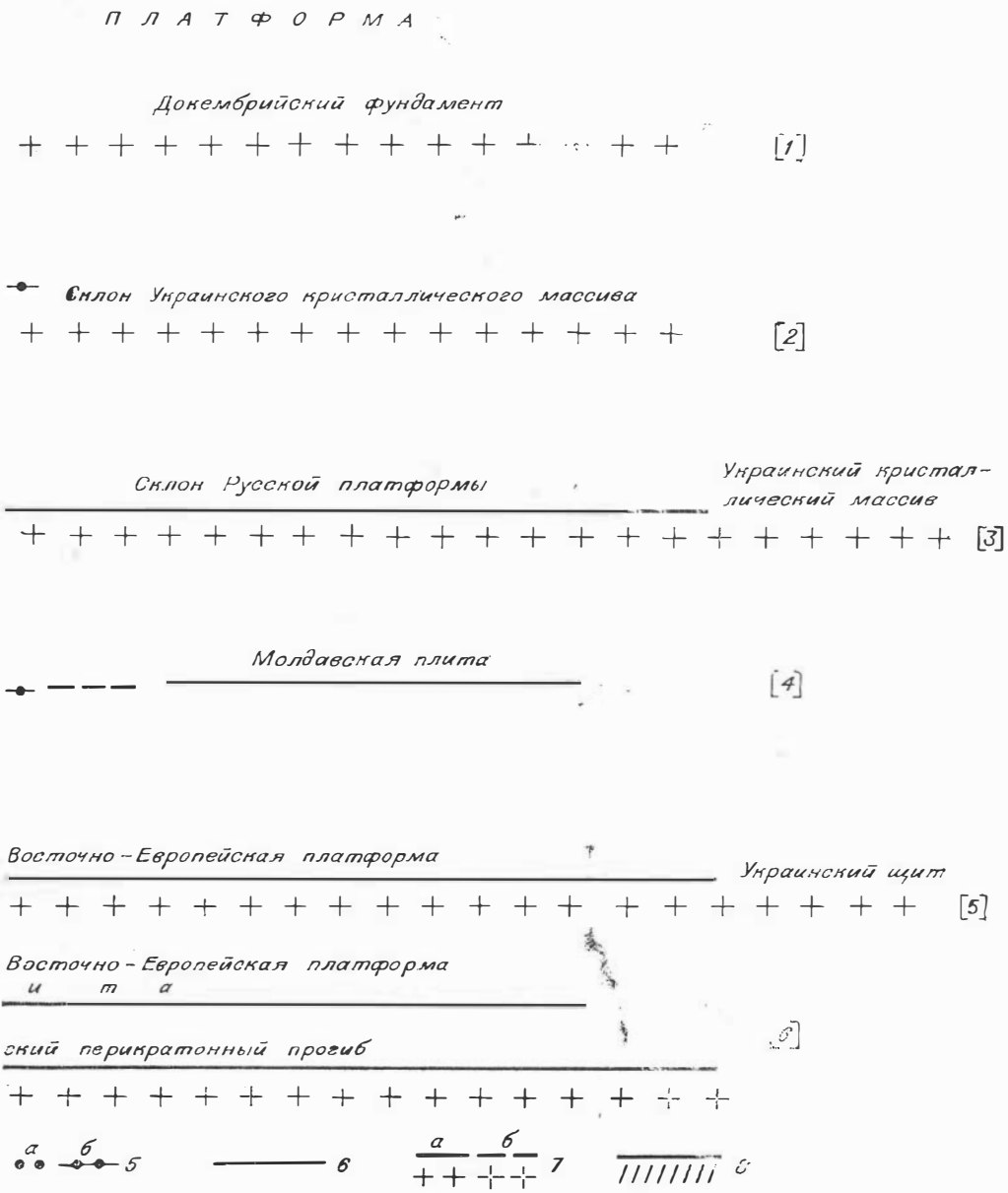


Рис. 26. Тектонические комплексы и геоструктуры в зоне сочленения Скифской

1 — древние складчатые системы кристаллического фундамента; *2* — молодые складчатые системы (*а*) и прогибы (*б*); *6* — плиты; *7* — перикратонные прогибы (*а*); они же, предполагаемые (*б*); Авербух, 1965; *2* — Слюсарь, Макареску, 1965; *3* — Эдельштейн, 1967; *4* — Сафаров, *6* — Блюк, Вотах,

ределенная по одной скважине, может оказаться «древнее» самых молодых слоев нижележащего этажа, вскрытых в другом месте другой скважиной. Здесь важен не скользящий с «двойным перекрытием» хроностратиграфический возраст границ структурных этажей и тектонических комплексов (чехол начинается с триасовой, а может быть, и более древней системы, тогда как возраст слоев фундамента доходит до юрской), а одинаковая последовательность в залегании этажей и тектонических единиц.



и Европейской платформы (по пересечению Рени — Днестр, см. рис. 8, 9).

фундамента молодой платформы; *3* — граница платформы; *4* — разломы; *5* — орогенные впадины *8* — молодые платформы. Цифры в квадратных скобках — ссылки на источник: *1* — Кацаи, 1967; *5* — Тектонические карты Европы и Евразии, м-б 1 : 2 500 000 и 1 : 5 000 000, 1964—1966; Геник и др., 1968.

Итак, ниже осадочного слоя земной коры в пределах геосинклинальной области Большого Кавказа, а также Скифской и Европейской платформ намечаются общие для них структурные этажи, в том числе и слои земной коры в целом иного по сравнению с осадочным слоем петрографического состава.

В настоящее время более или менее достоверно можно судить о структуре осадочного чехла, который в общем отвечает «осадочному» геофизическому слою земной коры (см. рис. 34—36). В рассмотренных

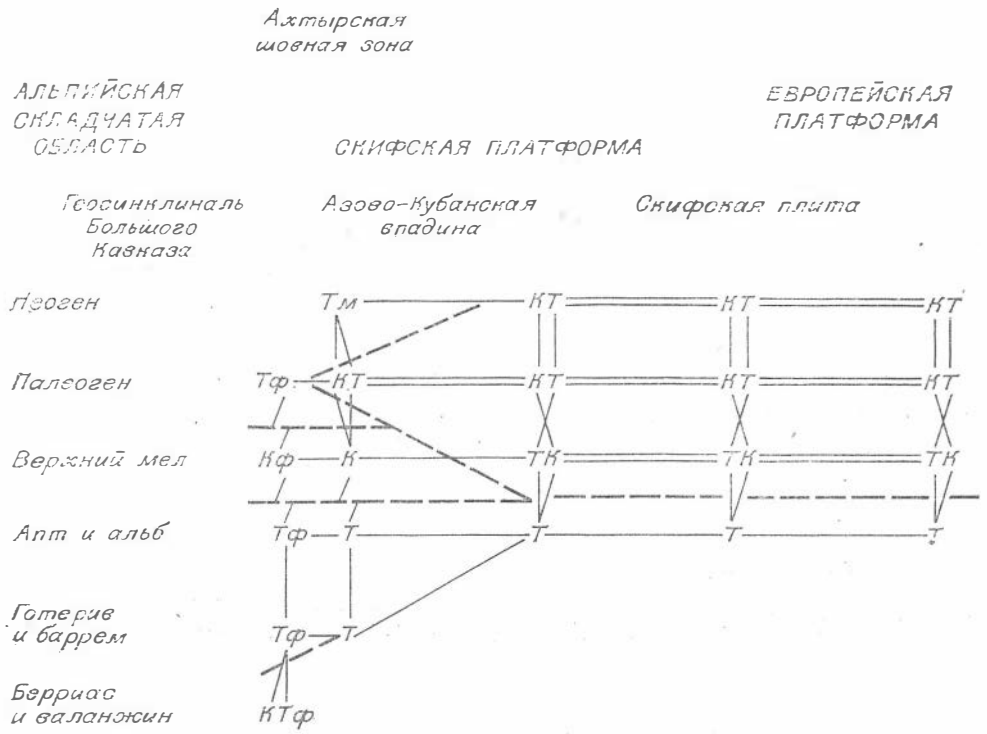


Рис. 27. Состав и формационная структура альпийских комплексов в Краснодарском опорном пересечении Предкавказской краевой системы (линия I—I на рис. 5).

Сплошными и штриховыми линиями показаны разные типы соотношений между наборами горных пород и формациями. Петрографический состав формаций: К — карбонатная, Т — терригенная, КТ — карбонатно-терригенная; их типовые структуры: ф — флишевая, м — молассовая.

нами пересечениях в нем выделяются герцинский и альпийский структурные этажи, в составе которых, по мере движения от платформы к складчатой области, ясно прослеживается следующий ряд тектонических комплексов: плитный комплекс — орогенная впадина — геосинклинальный комплекс.

При объемном тектоническом расчленении в качестве главных структурных элементов альпийского этажа на территории Скифской платформы выступают Скифская плита и Азово-Кубанская впадина, соединенные друг с другом зоной сочленения, морфологически выраженной в виде Тимашевской ступени (см. рис. 37).

По аналогии с названием главного геосинклинального комплекса Большого Кавказа все тектонические комплексы верхнего латерального ряда, объединенные по общности состава и положению в стратиграфических координатах в единый структурный этаж, могут быть названы альпийскими (рис. 27). Отмеченное выше петрографическое единство формаций в альпийских комплексах складчатой области и соседних платформ легко объясняется общим седиментационным фоном в средиземноморском бассейне. Это сходство состава разнотипных комплексов дает возможность, в частности, видеть в геосинклинальных формациях «необычное выражение платформенных (фоновых) парагенезисов в условиях специфических структур» (Цейслер, 1972, с. 63).

На опорных профильных разрезах (см. рис. 6, 7, 27, 37) видно, что практически все петрографические формации плитного комплекса Скифской платформы входят в состав Азово-Кубанской впадины. Плитный комплекс, впадины и главный геосинклинальный комплекс в данном случае имеют одинаковый («осадочный») состав, но разную структуру.

Они выделяются как тектонические комплексы одного и того же петрографического ряда — осадочного или миогеосинклинального (см. раздел, посвященный классификациям тектонических комплексов).

Главнейшие структурные элементы Северного Алжира

Геологическое строение отдельных районов Северного Алжира уже давно и достаточно детально, если иметь в виду выделение крупных тектонических структур и мелкомасштабное районирование поверхности, изучено и освещено в серии продолжающихся с 1872 г. великолепных изданий «Геологическая служба Алжира», а также в «Бюллетенях Геологического общества Франции» и в «Докладах» ее Академии наук. Только одна библиография работ, опубликованных до 1965 г. по различным вопросам геологии Северного Алжира и Сахары, занимает целую книгу (Merabet, 1968).

В общих чертах главные структурные элементы (тектонические комплексы, слои земной коры и геоструктуры) здесь были намечены уже в 30-х годах нашего века. В этот период обособлены (и обозначены собственными географическими названиями) почти все крупные участки, характеризующиеся различным геологическим строением поверхности: Тельский Атлас, Шелиф, Митиджа, Большая и Малая Кабилия, Высокие плато, Сахарский Атлас, Тунисский Атлас. Тогда же были предприняты первые попытки районирования территории по типам строения ее поверхности.

В качестве главных структурных элементов под названием «естественные районы» были выделены (Savornin, 1931): а) зоны горизонтального залегания и аллювиальные равнины; б) складчатые зоны, к которым отнесены, в частности, Сахарский и Тунисский Атлас; в) выходы нерасчлененного докембрийского и палеозойского субстрата — Большая и Малая Кабилия и т. п.; г) массивы плутонических и вулканических пород.

На составленной в 1930 г. Ж. Саворненом карте были показаны, хотя и не в явном виде, самые крупные структурные этажи Северного Алжира — гранитно-метаморфический цоколь и нерасчлененные осадочные комплексы, т. е. гранитный и осадочный слои земной коры в современном понимании.

В осадочном слое уже тогда были выделены «складчатые» и «нескладчатые» зоны. Такое разделение, естественно, отражало только структуру поверхности и не давало ясного представления о типах внутреннего строения отдельных комплексов.

Структурные этажи в объемах, которые примерно соответствуют «тектоническим комплексам» А. А. Богданова (1963), показывались под названием «структурные системы» (Savornin, 1931). По возрасту эти тектонические единицы расчленялись на сахариды, алтаниды, мезозойско-кайнозойский (донеогеновый) структурный комплекс, неоген-четвертичные континентальные формации.

Много лет спустя на Международной тектонической карте Европы (масштаб 1:2 500 000), изданной Подкомиссией тектонической карты мира под редакцией А. А. Богданова и др. (1964), в Северном Алжире по «возрасту главной складчатости» выделены практически те же самые «естественные районы»: альпийская область (Тельский Атлас), герцинская область (Высокие плато, Сахарский Атлас) и докембрийская область (сахарская часть Африканской платформы).

В пределах альпийской области показаны три структурных этажа с подэтажами, ниже которых помещен «метаморфический комплекс» — древние ядра, выходящие на поверхность в горах Кабилии. Особым знаком изображен «смятый чехол с палеозойским возрастом фундамента» — Сахарский Атлас.

На границе альпийской и герцинской областей в районе гор Ходна, где есть выходы меловых отложений, выделен краевой прогиб альпийской области, а расположенная южнее краевого прогиба впадина Ходна (см. рис. 40), заполненная кайнозойскими орогенными формациями, отнесена к межгорным (молассовым) впадинам.

Тем не менее изображение тектонической структуры Северного Алжира на карте Европы выгодно отличается от всех предшествующих прежде всего тем, что здесь впервые ясно определена принадлежность выделенных элементов к тому или иному типу крупных структур Земли, более полно отражен многоэтажный характер строения земной коры и показаны латеральные неоднородности в строении этажей.

На «Тектонической карте Евразии» (масштаб 1:5 000 000) (Тектоника Евразии, 1966) область, имеющая герцинский возраст складчатости, показана как молодая эпигерцинская платформа. За Тельским Атласом сохранено название «альпийская складчатая область». Молассовые (орогенные) впадины Северного Алжира отнесены к «чехлу» и к «складчатой области».

Тектоническое районирование территории Северного Алжира, представленное на «Международной тектонической карте Африки» (1968) (Garte tectonique..., 1968), на первый взгляд, почти не отличается от районирования, данного на тектонических картах Европы и Евразии. Однако структурные элементы здесь выделены по другому принципу. В качестве основных подразделений показаны «тектонические фазы» или «фазы складчатости». В результате древние массивы, например, Кабилии выделены вместе с мезозойским комплексом Джурджуры в «олигоцен-миоценовую фазу», т. е. районирование проведено, по существу, по фазам деформаций, которые часто накладываются друг на друга, захватывая все этажи. Поэтому такое районирование не всегда точно отражает слоистую структуру земной коры.

Совершенно иной принцип положен в основу «Тектонической схемы Северного Алжира» масштаба 1:1 000000 (Kieken, 1962b). Этот принцип в отличие от принципа «возраста главной складчатости» можно назвать принципом «разделения территории на автохтон и аллохтон».

В настоящее время приходится признавать, что тектоническое районирование Северного Алжира, как и всей Северо-Западной Африки, может быть проведено по-разному, в зависимости от решения вопроса о типовой принадлежности тектонических комплексов Сахарского и Тунисского Атласа. Если считать, что эти элементы относятся к особому типу амагматических орогенных впадин или являются платформенными прогибами с деформированным чехлом, то структура Северного Алжира и северо-западной окраины континента в целом представится (Тектоника Евразии, 1966; Тектоника Европы, 1964; Carte tectonique, 1968; Ахмедов, Вотах, Гасанов и др., 1973) в виде трех разновозрастных областей: древней Африканской платформы, Атласской эпигерцинской платформы и Тельской альпийской складчатой области.

Иная картина получится, если Сахарский и Тунисский Атлас, наряду с Тельской областью, отнести к складчатым системам или зонам, как это сделал, например, Ж. Саворнен (Savornin, 1931). В таком случае все Алжирские Атласы, находящиеся к северу от Сахарской флексуры, должны выделяться в качестве единой складчатой области. Высокие плато, Большая и Малая Кабилия играли бы роль срединных массивов этой области, а прогибы Сахарского и Тунисского Атласа вместе с мезозойскими прогибами Тельской области рассматривались бы как геосинклинальные.

Оба эти варианта расчленения земной коры в общем отвечают принципу, который после выхода в свет тектонических карт Европы и Евразии стал широко известен под названием «принципа разделения территории по возрасту главной складчатости». Сравнительный анализ

структуры и формационного состава мезозойских комплексов Северного Алжира приводит к первому варианту районирования. По принципу возраста главной складчатости на рассматриваемой территории выделяются следующие крупные тектонические единицы — участки земной коры разного типа строения (геоструктуры): Тельская складчатая область, Атласская и Африканская платформы (рис. 28).

Формационный анализ тектонических комплексов Северного Алжира по четырем опорным пересечениям (см. гл. II) показал, что в мезозойских прогибах Сахарского и Тунисского Атласа отсутствуют типичные для геосинклинальных комплексов формации: аспидная, флишевая и молассовая. Они присутствуют только в прогибах Тельской складчатой области, осложненных линейной (полной, геосинклинальной) складчатостью, надвигами и покровами.

В пересечениях I—I, II—II и IV—IV (см. рис. 39, 40) прогибы Сахарского и Тунисского Атласа характеризуются промежуточным или переходным типом складчатости; в пересечении III—III (см. рис. 40) складчатость Сахарского Атласа практически неотличима от той, что наблюдается на Высоких плато и в соседней Сахаре. Она должна быть отнесена здесь к платформенному типу.

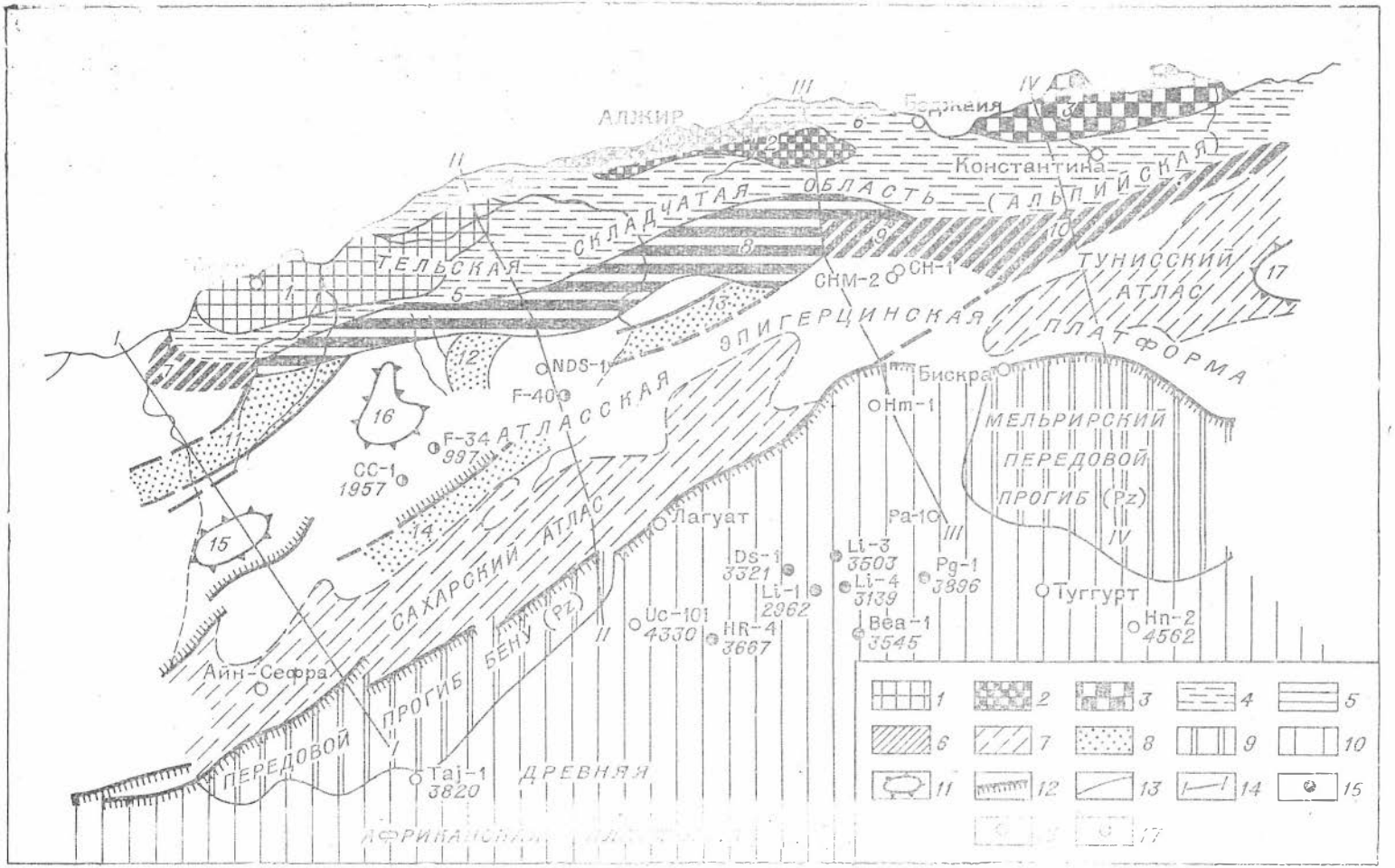
В то же время прогибы Сахарского и Тунисского Атласа местами претерпели инверсию. Мощные (5—8 км) мезозойские разрезы здесь имеют ритмичное строение, по которому можно выделять этапы тектонического развития, фиксировать фазы тектонических движений, определять время интенсивного роста складок, инверсию частных складок и время «замыкания» прогибов в целом. Эти этапы и стадии тектонического развития, как мы видели, прослеживаются по обе стороны от Сахарского Атласа, заходя далеко в глубь Высоких плато и Сахары.

От платформенных (плитных) комплексов толщи, выполняющие прогибы Сахарского и Тунисского Атласа, отличаются тем, что они местами претерпели частичную инверсию, а от геосинклинальных — отсутствием полной складчатости и таких формационных структур, которые были бы похожи на геосинклинальные.

По типу строения в двух опорных разрезах (см. рис. 39) Сахарский Атлас, в частности, очень похож на амагматическую орогенную впадину — ороплинт (элемент № 2 на рис. 32). В других пересечениях он практически неотличим от альпийского плитного этажа Атласской и Африканской платформ. Очевидно, что без введения «меры» в систематику тектонических комплексов земной коры вряд ли можно столь однозначно решить этот и другие вопросы, возникающие при определении типовой принадлежности комплексов на «качественном уровне». Здесь важно, что комплексы Сахарского и Тунисского Атласа не являются геосинклинальными: они могут быть отнесены либо к плитным комплексам, либо к амагматическим комплексам орогенных впадин.

Тектонические комплексы Тельской складчатой области

В качестве «элементарных» тектонических единиц в Тельской складчатой области выделены тектонические комплексы: геосинклинальные, амагматические орогенные (молассовые) и комплексы глубинных разломов (рис. 29). Комплексы, образующие примерно одновозрастные латеральные ряды, обособлены под названиями альпийский, герцинский и т. д. структурные этажи. По сходству петрографического состава некоторые комплексы объединены в петрографические структурные этажи. Нерасчлененные комплексы, сложенные метаморфизованными породами (с возрастом от докембрия до нижнего мела) выделяются как структурный этаж — комплекс основания складчатой области. По традиции все альпийские геосинклинальные комплексы осадков здесь называются Тельской геосинклиналью (Durand Delga, 1969; Kieken, 1962б). Средин-



АЛЖИР
Боджаия
Константина
СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ (АЛЬПИЙСКАЯ)
ТЕЛЬСКАЯ
ТУНИССКИЙ АТЛАС
ПЛАТФОРМА
ЭПИГЕРЦИНСКАЯ
АТЛАССКАЯ
САХАРСКИЙ АТЛАС
МЕЛЬРИРСКИЙ ПЕРЕДОВОЙ ПРОГИБ (Pz)
ПЕРЕДОВОЙ ПРОГИБ БЕНУ (Pz)
ДРЕВНЯЯ
Айн-Сефра
Лагуат
Бискра
Туггурт
NDS-1
F-40
F-34
997
CC-1
1957
CHM-2
CH-1
Hm-1
Pa-1
Ds-1
3321
Li-1
2962
Li-3
3503
Li-4
3139
Pg-1
3896
Uc-101
4330
HR-4
3667
Bea-1
3545
Hn-2
4562
Taj-1
3820

ными массивами. Тельская геосинклиналь разделена на три соединяющихся друг с другом прогиба: Северо-Кабильский, Южно-Кабильский и Уарзени-Бибанский. Эти прогибы вырисовываются по изменениям фаций и мощностей в разных горизонтах мезозоя, а не по современному рельефу кровли гранитно-метаморфического слоя (см. рис. 40).

Тектонические комплексы орогенных впадин в Тельской геосинклинальной области сложены главным образом кайнозойскими и мезозойскими формациями, сохранившимися в межгорных впадинах и прогибах (Шелиф, Митиджа и др.), которые развиты либо на фундаментах срединных массивов, либо непосредственно на главном геосинклинальном комплексе.

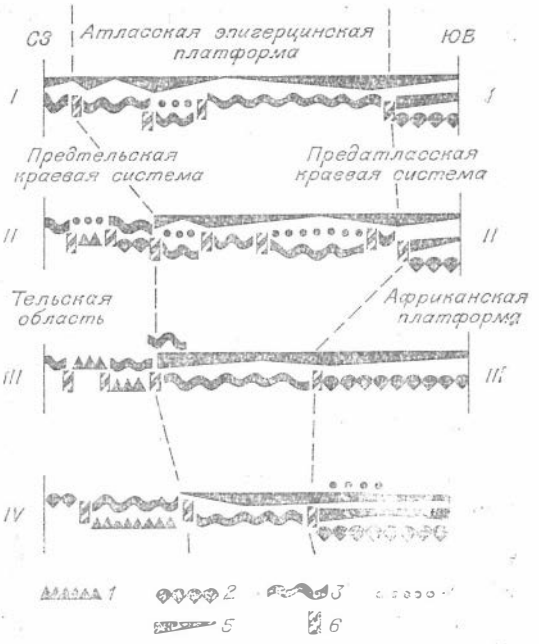


Рис. 29. Структура складчатой области, платформ и торцовых краевых систем в опорных разрезах Северного Алжира. Линии профилей показаны на рис. 11, 28. По О. М. Ахмедову, О. А. Вотаху, А. Г. Гасанову и др. (1973).

1 — протогеосинклинальные комплексы; *2* — нуклеарные (гнейсовые) комплексы; *3* — мио- и эвгеосинклинальные комплексы нерасчлененные; *4* — комплексы орогенных впадин; *5* — плитные комплексы; *6* — комплексы глубинных разломов и надвиги.

Сразу же после того, как были выяснены основные черты мезозойско-кайнозойской истории осадконакопления в прогибах Северного Алжира, многие геологи (Glangeaud, 1932) стали сомневаться в возможности отнесения районов развития альпийского геосинклинального комплекса Тельской области к настоящим геосинклиналям. Главный геосинклинальный комплекс считали нужным называть «прогибом», оставляя термин «геосинклиналь» для «настоящих» альпийских геосинклиналей. Стремление к такой замене терминов появилось в связи с тем, что на примере Пиренеев и других горных сооружений было установлено, что осадочные серии, считавшиеся ранее геосинклинальными по истории осадконакопления, запечатленной в петрографическом составе толщ, напоминали осадочные чехлы, отложенные на палеозойских сооружениях юга Франции. Отсюда делался и другой вывод: погружения, т. е. большие мощности осадков, не являются отличительным признаком геосинклиналей.

Детально проследив историю формирования Тельских прогибов, Л. Гланжо пришел к выводу, что Тельские прогибы, в частности Южно-Кабильский прогиб (зона II, по Л. Гланжо), должны рассматриваться как простые «глубокие орогенические прогибы», появившиеся в результате деформации палеозойского основания Северной Африки, т. е. по своему происхождению они являются эпикратонными (эпиплатформенными) геосинклиналями.

Рис. 28. Тектоническая схема Северного Алжира. Составлена О. М. Ахмедовым, О. А. Вотахом, А. Г. Гасановым, Д. П. Окромчедлидзе, А. П. Морозовым (1973).

1—3 — срединные массивы трех типов; *4* — главный геосинклинальный комплекс; *5* — зона краевых прогибов; *6* — зоны краевых поднятий (ступеней); *7* — зоны повышенной мощности чехла; *8* — палеозойские впадины и прогибы под альпийской плитой; *9* — погребенные передовые прогибы; *10* — чехол древней платформы; *11* — тектонические формы чехла (антеклизы); *12* — Южно-Атласская (Сахарская) зона разломов; *13* — геологические границы; *14* — линии опорных профилей; *15* — скважины, вскрывшие фундамент; *16* — скважины, пробуренные до фундамента; *17* — скважины, оставленные в чехле. Цифрами обозначены региональные структурные элементы.

Тельский геосинклинальный комплекс действительно, судя по имеющимся данным, образовался на консолидированном фундаменте. «Осадочный» состав главного геосинклинального комплекса Тельской складчатой области не оставляет сомнения в том, что он относится к миогеосинклинальному типу.

Срединные массивы, межгорные прогибы и впадины

Срединные массивы, межгорные впадины и прогибы, наряду с окаймляющим их геосинклинальным комплексом, издавна считаются главными структурными элементами Тельской складчатой области (см. рис. 28, 29). На ведущую роль древних массивов Кабилии в палеогеографической и тектонической эволюции Тельской области впервые обратил внимание Э. Фишер (Ficheur, 1891). Проведенные позднее исследования фаций и мощностей в чехлах этих массивов и прилегающих к ним геосинклинальных комплексах показали, что древние массивы Большой и Малой Кабилии были относительно поднятыми в течение мезозоя и кайнозоя примерно до аквитанского века, т. е. до конца олигоцена и начала миоцена (Glangeaud, 1932; Durand Delga, 1955, 1969; Flandrin, 1948; и др.).

Л. Гланжо убедительно доказал, что Кабильские массивы не могут быть включены в Тельскую геосинклиналь, так как они связаны зоной, которая была поднятой на протяжении огромного отрезка мезозойского времени. Многие исследователи связывают зону Кабильских массивов с древним фундаментом, являющимся одновременно кристаллическим «цоколем» всего континента — гранитно-метаморфическим слоем земной коры. Фундаменты срединных массивов Большой и Малой Кабилии иногда описываются как единый в петрографическом смысле тектонический элемент, имеющий одинаковую внутреннюю структуру и историю развития. Так, по М. Дюран Дельга (Durand Delga, 1955, 1969), фундаменты обоих массивов состоят из гнейсового комплекса (плагиоклазовые и двуслюдяные гнейсы, очковые гнейсы), видимая мощность которых достигает 2 км. Они часто пронизаны гранитоидными породами (пегматитами). В Большой Кабилии, кроме того, известны (Thiebault, 1951; Bolfa, Hilly, Roubault, 1952) интрузивные граниты. Гнейсы иногда прослоены линзами (до 500 м) известняковых мраморов, которые предположительно относятся к нижнему кембрию.

Выше идут слюдистые сланцы мощностью от 2 до 3 км. В нижней части они биотитовые и мусковитовые, но вверх быстро переходят в серицитовые сланцы или в филлиты. В самом верху их, севернее Тизи-Узу, содержится великолепная фауна среднего ордовика. По направлению к кровле в этих метаморфических сланцах часто находят аркозы и кислые изверженные породы.

Верхняя часть палеозоя (силур—средний карбон), основание которого затронуто легким метаморфизмом, располагается на филлитах на южном краю Кабильских массивов. К югу от Джиджелли в Бени-Афёре слои силура с граптолитами и ортоцерасами залегает с небольшим несогласием на метаморфических породах. Помимо силура, известен девон (Шенуа, Бу-Хатем, на востоке Нумидийской цепи) в виде известняково-сланцевого флиша, а также нижний — средний карбон, песчано-сланцевый, иногда конгломератовый.

Метаморфизм фундамента Кабилии долгое время считался герцинским. После открытия Бени-Афёрского несогласия многие авторы стали рассматривать его как каледонский — досилурийский. Первые измерения абсолютного возраста (Durand Delga, 1969), проведенные рубидий-стронцевым методом в г. Нанси Х. Соне при содействии М. Рубольта по материалам из Большой и Малой Кабилии, дали цифры, прибли-

жающиеся к 480, 390 и 300 млн. лет — древняя каледонская фаза, арденская и герцинская фаза верхнего карбона.

По данным М. Дюран Дельга, первым стратиграфическим подразделением, залегающим «нормально» на фундаменте древних массивов, является верхний олигоцен — аквитанский ярус нижнего миоцена. Олигоценовые отложения чехла срединных массивов чаще всего начинаются с крупногалечных конгломератов, содержащих гальку метаморфических древних пород и неметаморфизованного палеозоя (Murour, 1956). За ним следует песчано-мергелистая серия, в которой периодически появляются крупнообломочные прослои.

Фундамент срединного массива Большой Кабилии выходит на дневную поверхность в нескольких выступах, которые называются также «малыми массивами». В выступе Шенуа обнажены в основном песчано-сланцевые и карбонатно-сланцевые отложения девона — верхнего карбона; здесь имеется только небольшое обнажение кристаллических пород. В Алжирском выступе и его сателлитах метаморфический фундамент представлен достаточно широко, но более полное представление о его строении дает центральный массив Большой Кабилии (60×20 км).

Восточнее срединного массива Большой Кабилии палеозой появляется неподалеку от Бужи в малом горсте Бу-Хатем и, наконец, восточнее залива Бужи — в большом выступе массива Малой Кабилии (12×30 км), детали строения которого даны в опубликованных работах (Bolfa, Hilli, Roubault, 1952; Durand Delga, 1955, 1969; и др.). Это наиболее широкий выход древних отложений в Северном Алжире, особенно если к нему присоединить с востока массив Эдуг, начинающийся сразу же к западу от Аннабы (Бона). Срединный массив Малой Кабилии продолжается под кайнозойским чехлом дальше на восток до мыса Роза. На о. Галит также известны гнейсы, пронизанные микрогранитовыми миоценовыми плутонами.

Фундамент Шелифского срединного массива также был сначала обособлен в качестве палеофациальной зоны, которую, вслед за Л. Гланжо, стали называть «Шелифской геоантиклиналью» или «автохтоном Шелифского массива». Из-под отложений миоцена Шелифского межгорного прогиба (чехла срединного массива) этот фундамент выходит в виде серии небольших выступов — «малых массивов».

Шелифский массив от Орлеанвиля до Милиана прослеживается как крупное поднятие фундамента, представленное несколькими изолированными выходами фундамента: Аттаф, Руина, Дуня и Заккар. Все эти «микромассивы» сложены слабо метаморфизованной серией, включающей в себя силур—девон, карбон, богатый вулканическими породами, фиолетовые песчаники и сланцы пермо-триаса, наконец, юрским, главным образом известняковым, комплексом (Duran Delga, 1962; Mattauer, 1964). Гипсоносный триас здесь редуцирован, тогда как к северу и югу от Шелифского срединного массива он распространен широко. Лейасовые известняки залегают трансгрессивно.

Затронутая легким метаморфизмом осадочная серия фундамента Шелифского массива несет на себе признаки «глубинности» или признаки «поднятого основания», распознанные, в сущности, Л. Гланжо еще в 1932 г.

В хребте Заккар слои альба располагаются прямо на известняках, называемых лейасовыми, и на слоях, относимых к перми. Севернее этих гор альб прямо перекрыт эоценом. Мощности меловых отложений в этой зоне, которая соответствует фундаменту Шелифского массива, менее значительны по сравнению с расположенной южнее геосинклинальной зоной.

По мнению Л. Гланжо, Шелифский массив образовался посреди Тельской геосинклинали вдоль крупного глубинного разлома, разделив-

шего геосинклиналь на две ветви: на севере — Южно-Кабильская структурно-формацпонная зона, на юге — Уарзени-Бибанская (описание зон дано в гл. II).

По своей палеогеографической роли Шелифский массив вполне сравним, будучи менее значительным, с Кабильскими массивами. Центральная часть этого массива, проходящая по «широтной оси Аттаф-Дуи и ее западному продолжению», максимально возвышалась в нижнем миоцене. Склоны этой «глубинной складки» служили северной границей нижнемпоценового допокровного бассейна Ходна-Уарзенп (Calembert, 1952; Kieken, 1962a). Фундамент Шелифского массива особенно ясно выражен западнее нулевого меридиана. Восточнее граница между фундаментом п чехлом становится менее резкой; по мере двпжения к Бибану фундамент массива постепенно переходит в главный геосинклинальный комплекс.

Итак, в Тельской складчатой области обособляются три срединных массива: Малой Кабилии, Большой Кабилии и Шелифский.

Фундамент срединного массива Малой Кабилии (см. рис. 28, 40) сложен в основном гранито-гнейсамп, которые местамп перекрыты в общем слабо деформированной зелепосланцевой серией. По характеру строенпя и формациям он напоминает гранито-гнейсовые комплексы, выступающие в ядрах древних платформ. Этот срединный массив, возможно, представляет собой обломок ранее существовавшей платформы, окруженный новообразованным геосинклинальным комплексом, т. е. является остаточным срединным массивом или массивом первого рода (Косыгин, 1969; Хапн, 1964). Массив Большой Кабилии представляет собой разновидность срединных массивов, известную под названием «массивы второго рода»— обломки зон консолидации, предшествовавшей альппйскому цпклу. Шелифский массив, по этой же терминологии, является «массивом третьего рода», т. е. зоной ранней консолпдацпи альпийского цикла.

По мере двпжения с востока на запад происходит явное омоложение возраста фундамента срединных массивов Тельской складчатой областп. В этом же направлении отчетливо вырисовываются существенные различия между структурой массива Малой Кабплии и срединными массивами, расположенными в западной и центральной частях рассматриваемой области (Большой Кабилии и Шелифского). На фундаменте двух последних массивов расположены межгорный прогиб Шелиф и межгорная впадина Митпджа. Строение прогиба и впадины достаточно подробно описано во многих опубликованных работах (Perrodon, 1957; Sadran, 1958; Clangeaûd, 1932; Repal, 1952; Dalloni, 1955; и др.). Чехол Шелифского срединного массива отнесен к межгорным прогибам, потому что он по латерали переходит в главный геосинклинальный комплекс. Наложенная межгорная впадина Митиджа почти целиком располагается на фундаменте срединного массива Большой Кабилип.

Фундамент и чехол эпигерцинской платформы

О составе фундамента Атласской эпигерцинской платформы на большей части территории, так же как и о составе всего фундамента соседней докембрийской Африканской платформы, можно судить лишь по немногочисленным скважинам, которые их вскрыли, и геофизическим данным, детально проанализированным по четырем профильным разрезам (см. рис. 12—15, 39, 40).

Фундамент Атласской платформы и «метаморфический цоколь континента» на территории Алжира перекрыт плитными и орогенными тектоническими комплексами чехла (см. рис. 28, 29). На Высоких плато фундамент вскрыт всего двумя скважинами, пробуренными в райо-

не Шотт Шергуи — Шотт Рарба. Скважина F-34 вскрыла граниты на глубине 809—824 м. Скважина СС-1 вошла (в интервале 1579—1957 м) в «видоизмененные вулканические породы» предположительно кембрийского возраста.

Чехол Атласской платформы представлен различными по возрасту тектоническими комплексами — верхнепалеозойскими и мезозойско-кайнозойскими, в составе которых выделяются такие тектонические формы, как антеклизы, валы, прогибы, своды. По геофизическим данным, разрезам скважин и детальному анализу профильных разрезов в чехле платформы намечаются четыре прогиба, в которых под мезозойским структурным этажом можно ожидать амагматические орогенные комплексы. Это Телахский прогиб, отделяющий антеклизу Высоких плато от расположенного северо-западнее Тлемсенского вала; Бурлиерский и Шерагинский прогибы, которыми осложнен северный склон эпигерцинской платформы, являющийся одновременно склоном Южно-Тельского передового прогиба; Аллегский прогиб, вырисовывающийся по геофизическим данным и общей структуре на южном склоне антеклизы Высоких плато, к северу от Амурских гор Сахарского Атласа.

Эти структурные элементы нижнего этажа чехла Атласской платформы особенно интересны в том отношении, что они, очевидно, имеют соленосные «триасовые» покрышки и поэтому потенциально могут быть нефтегазоносными.

Восточная часть Атласской платформы построена иначе, чем западная. На геологическом профиле, проходящем через прогиб Тунисского Атласа (см. рис. 40) в пределах Алжира, платформенный чехол вырисовывается как чрезвычайно широкий и слабо расчлененный прогиб, выполненный мезозойскими формациями. Литологический состав их показан на рис. 15. Детали строения прогиба опубликованы в монографиях (Laffitte, 1939; Van de Fliert, 1955; Bär, 1957; Durozoy, 1960).

В целом исключительно пологое юго-восточное крыло прогиба Тунисского Атласа на границе с Сахарой, т. е. над Южно-Атласским краевым швом, в зоне одноименных разломов, осложняется крупным сбросом, по которому северный край Сахары, по слоям мезозойского структурного этажа, оказывается опущенным на 1,5—2 км. Северо-западное крыло Тунисского Атласа, также в целом пологое, но местами нарушенное складками и разломами небольшой амплитуды, служит одновременно южным склоном краевой ступени Ин М'лила, отделяющей Тунисский Атлас от соседней Тельской геосинклинали. Центральная часть прогиба Тунисского Атласа, представленная в рассматриваемом пересечении антиклинальной зоной инверсионных поднятий Оресского хребта, характеризуется общим увеличением мощности мезозойского структурного этажа.

На всем огромном пространстве Тунисского Атласа (120—130 км по профилю) не обнаруживаются сколько-нибудь существенные изменения в составе и структуре мезозойских формаций. Помимо общего увеличения мощности по направлению к центральной части прогиба, занятой в современном структурном плане инверсионными поднятиями, здесь в отдельных горизонтах мезозоя наблюдаются лишь фациальные замещения, фиксирующие в разрезах рост конседиментационных складок.

Заметные изменения в структуре формаций мезозойского этажа происходят лишь северо-западнее ступени Ин М'лила, т. е. за пределами прогиба Тунисского Атласа, в Тельской геосинклинали, где в мезозойском комплексе появляются характерные для геосинклинальных комплексов флишевые и аспидные формации, осложненные надвиговыми нарушениями и тектоническими покровами — шарьяжами.

История появления гипотез о грандиозных покровах на севере Алжира подробно рассмотрена в опубликованных работах (Glangeaud, 1932; Kieken, 1962a).

Длительная полемика о том, имеются или нет грандиозные покровы на севере Алжира, началась с появления, вслед за статьей П. Термье (1907 г.), работы Л. Жанти и Л. Жолео (1918 г.), посвященной шарьяжным покровам Северной Африки. После этого, 12 января 1920 г., с резким опровержением гипотезы покровов выступил в Академии наук Франции известный исследователь Алжира Ж. Саворнен. Начатая ими полемика продолжалась с переменным успехом до 50-х годов, когда бурением на нефть покровы и надвиги были доказаны в Южно-Тельском передовом прогибе, в районе Уэд Готерини (см. рис. 40). Это подтверждение породило новую серию увлекательных гипотез, по которым уже все флишевые прогибы Тельской геосинклинальной области, расположенные южнее массивов Кабилии, считались пришедшими сюда со стороны Средиземного моря. Допускалось, что они перешагнули через древние массивы, которые, в свою очередь, сами целиком покоятся на мезозойском геосинклинальном комплексе.

Отметим здесь, что Ж. Саворнен, как и большинство геологов, работавших в этом районе, не был противником горизонтальных движений и шарьяжей как таковых. Он допускал местные перекрытия, но отрицал наличие всеобщих и широких тектонических покровов.

«Аллохтонные единицы», под которыми крайние сторонники надвиговой тектоники понимают любые фрагменты стратиграфических разрезов, отделенные друг от друга разрывными нарушениями, с 1948 г. были обнаружены во многих пунктах Тельской области. Изучая эти данные, М. Кикен обратил внимание на то, что выделенные в разных районах под разными названиями «единицы» по своему стратиграфическому содержанию и тектонической позиции часто обнаруживают большое сходство. С целью упрощения все основные сведения о таких «единицах» им были сведены в таблицу. Отделенные одна от другой разрывными нарушениями тектонические единицы были сгруппированы в «покровы» (сверху вниз): 1) нумидийский, 2) поднумидийский, 3) эпптельский, 4) южнотельский, 5) инфрательский.

Отдельно обособлен «флишевый покров»— флишевая группа формаций главного геосинклинального комплекса, которая обычно выходит вдоль зон разломов в Известняковой цепи и по традиции называется «флишевым покровом» (Glangeaud, 1932). По представлениям Л. Гланжо, сама Известняковая цепь находится в коренном залегании на южных краях древних массивов. Южный надвинутый край флишевого покрова является, по определению Л. Гланжо, покровом второго рода, без корней, происхождение которого связано с меловым флишевым прогибом. Подзона флиша перед южным фронтом срединного массива Большой Кабилии характеризуется исключительным постоянством и почти повсеместно надвинута преимущественно на юг.

В течение раннего миоцена южный край Кабилии вместе с Гребнем Кабилии, или Известняковой цепью, был интенсивно смят и разбит на пластины, надвинутые на внешние северные зоны Тельского геосинклинального комплекса. Максимальная горизонтальная амплитуда надвига, которую можно «непосредственно наблюдать» в Малой Кабилии, оценивается в 20—30 км (Durand Delga, 1969). Она определяется по дуге выходов мезозойских отложений, обрамляющих срединный массив и местами заходящих далеко в его глубь. Амплитуда этого надвига, очевидно, завышена. Ее можно считать достоверной лишь при условии, что вся конфигурация выходов мезозойских слоев связана

только с горизонтальными движениями и никаких вертикальных подвижек здесь не было.

В настоящее время существуют три гипотезы происхождения флишевых покровов в Северном Алжире. Согласно первой гипотезе, выдвинутой в 1956 г. М. Дюран Дельга (Durand Delga, 1969; Mattauer, 1958), флишевые осадки отлагались севернее Кабильских массивов и позже были надвинуты на юг через зоны Кабилии. Последующий прогресс знаний привел М. Дюран Дельга, по его собственным словам, к отказу от этой гипотезы «ультра», которую от него принял М. Маттоер.

По второй гипотезе (Caire, 1957), в Тельской складчатой области имеется флиш северокабильского происхождения и флиш южнокабильского происхождения.

Третья гипотеза, предложенная М. Дюран Дельга в 1963 г. взамен первой, предполагает, что весь флиш откладывался во внешнем прогибе, расположенном южнее Кабильских массивов, откуда был выжат в несколько стадий на север и юг.

По мнению М. Кнекена, все покровы Тельской области, за исключением седиментационных клиппов, содержащихся в допокровном миоцене, формировались в течение нижнего миоцена, который пакетом покровных пластин делится на две части: нижний допокровный миоцен MI и нижний послепокровный миоцен MII. Причем микрофауна не позволяет различать миоцен MI и миоцен MII. Все покровы Тельской области этот исследователь определяет термином «оползневые», сравнивая их, в частности, с покровами Италии, где за покровами такого тектонического стиля закрепилось название «олистостромовые». Он считает, что термин «тельские покровы» следует сохранить за всем комплексом аллохтонных единиц той зоны, которая заключена между поднятиями Высоких плато и Аин М'лила на юге и «флишевым покровом», окаймляющим Известняковую цепь на севере.

В распределении надвиговых структур в Северном Алжире намечается определенная зональность: самые молодые, нумидийский и флишевый, покровы пришли со стороны Средиземного моря, где располагалась «Средиземноморская геосинклиналь», тогда как родиной поднумидийского, эпительского и южнотельского покровов была сама Тельская геосинклиналь. Наконец, источником наиболее раннего инфрательского покрова и седиментационных комплексов была «ступень Бибан — Аттаф». Разновозрастные поднятия и связанные с ними «покровы» более или менее совпадают с зонами глубинных разломов и поднятий, установленными по изменениям фаций и мощностей (Calembert, 1952; Devaux, 1969; Richter, 1970). Все это позволяет выделять в Тельской складчатой области четыре линии (фронта) надвиговых нарушений и корней покровов: Ультра-Кабильскую, Известняковой цепи, Шелифскую, Южно-Тельскую.

Таким образом, все главные продольные зоны разломов Тельской области (см. рис. 28, 29) в той или иной мере сопровождаются надвигами и покровами.

Возраст всех покровов Тельской области обычно определяется как «внутрибурдигальский», т. е. нижнемиоценовый. Отмечая, что в аналогичных покровных системах Средиземноморья (Прерифские покровы Марокко, покровы Андалузии и Сицилии) принимает участие средний миоцен (гельветский ярус), М. Дюран Дельга (Durand Delga, 1962, 1969) предложил «омолодить» и покровы Тельской области. По его данным, в Баборе нижний и верхний миоцен весьма основательно участвует в тектонике главных покровов и, возможно, входит в состав «нумидийских покровов» или же ими перекрывается.

Южнее структурно-формационной подзоны Уарзени-Бибан, в Южно-Тельском краевом прогибе, оползневые покровы образуют громадную пластину с почти горизонтальным основанием, распростертую на 250 км

с запада на восток вдоль прогиба и на 20—40 км с севера на юг (см. рис. 28, 29, 40). Каскад развитых здесь покровных пластин и складок описан А. Кейром и др. (S. N. Repal, 1952; Caire, 1957). Восточнее меридиана Сетиф значение Южно-Тельского покрова прогрессивно уменьшается. В частности, юго-западнее Бордж-бу-Аррерпджа исчезают все Южно-Тельские пластины с олигоценом фации Богари (Durand Delga, 1962).

Покровы, локализованные в Уарзенп и на окраине гор Ходна, появились, как полагает М. Киекен, в результате надвиганпя северного борта «бассейна Ходна — Уарзени» на южный. Однако анализ детальных карт и геологических профилей, составленных для Уарзени М. Маттоером и Ж. Полвечем (Mattauer, 1958; Polveche, 1960), показывает, что многие покровы здесь связаны с локальными опрокинутыми складками и надвигами. Иногда они представлены небольшимп останцами — свидетелями покрова, каким, в частностп, является опрокинутая серия Гран Пика в горах Уарзени.

Однако провести тектоническое расчленение всей складчатой области с помощью одних только «покровов», «покровных единиц» и «покровных пластин» (Kieken, 1962б) без серьезных противоречий не удается. Установленные в отдельных разрезах разрывные нарушения, принимаемые за границы покровных пластин, по простиранию часто переходят во флексуры, крылья которых соединяются без разрыва сплошности слоев (см. рис. 39, 40). Сокращают свою амплитуду и исчезают по простиранию даже настоящие покровы, достоверно установленные в Южно-Тельском передовом прогибе.

Покровные пластины могут быть представлены структурными элементами разного ранга — от отдельных наборов горных пород (пачек и свит) до целых тектонических комплексов. По своему составу и внутреннему строению они могут весьма существенно отличаться одна от другой, обнаруживая при этом большое сходство с автохтонными (ненарушенными) элементами земной коры. Следовательно, покровы сами по себе не являются системными структурными элементами Земли.

КЛАССИФИКАЦИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ПО ВЕЩЕСТВЕННОМУ СОСТАВУ И ИХ ОБЩАЯ СИСТЕМАТИКА

Доступные непосредственному изучению на континентах слои земной коры состоят в основном из трех классов горных пород и формаций: осадочных, базальтовых магматических и гранитно-метаморфических. Тем не менее в силу сложившихся в геотектонике традиций представления о связях геологических формаций с тектоническими структурами создавались в основном исходя из анализа осадочных толщ. Магматические и метаморфические 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. А. Кузнецов, 1970, с. 3). На самом деле, осадочными толщами сложены почти нацело лишь самые верхние структурные этажи геосинклинальных и платформенных областей: главные геосинклинальные комплексы миогеосинклинальных прогибов, межгорные прогибы и чехлы срединных массивов, плиты и орогенные впадины платформенных чехлов. Нижние структурные этажи тех же геосинклинальных и платформенных областей представлены главным

образом базальтовыми магматическими и гранитно-метаморфическими преимущественного развития магматических и метаморфических формаций соизмеримы с многогеосинклинальными и орогенными прогибами, а также плитами, в которых действительно преобладают осадочные формации. Эти факты хорошо известны. Ю. А. Кузнецов (1964), например, 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 крупных структурных элементов, сложенных в одних случаях одними осадочными, магматическими или метаморфическими формациями, в других — разнообразными сочетаниями этих формаций, практически не учитывается во всех известных в настоящее время схемах корреляции геологических формаций с основными типами тектонических структур (Белоусов, 1962; Хаин, 1973а; Херасков, 1967; Шатский, 1965).

Выделенные Н. С. Шатским геосинклинальные и платформенные классы формаций различаются как по структурному, так и по вещественному признакам одновременно. Однако структурная характеристика была изначальной основой для выделения этих двух основных классов формаций. Различия в их вещественном составе сначала только предполагались. Считалось, в частности, что «комплексы горных пород геосинклиналей отличаются не только своей большой мощностью, но и типом горных пород, или, как мы говорим, определенными формациями. Весьма вероятно, что и по своему вещественному составу породы геосинклинальных формаций отличаются от соответствующих пород платформенных областей» (Шатский, 1964, т. II, с. 604).

Необходимость выделения третьего, орогенного, класса формаций также обосновывалась структурными критериями, по которым были выделены такие впадины, которые нельзя относить к платформенным или геосинклинальным (Херасков, 1967).

Обращая внимание на формальную, а не на содержательную сторону определения орогенных формаций как сочетающих в себе признаки геосинклинальных и платформенных образований (Справочник по тектонической терминологии, 1970), некоторые геологи стали понимать орогенные ряды формаций как класс пересечения (по вещественным критериям) геосинклинального и платформенного рядов. Тектонические комплексы орогенных впадин и выполняющие их ряды формации, как и все другие структурные единицы земной коры, не образуют новых классов путем пересечения. Они лишь имеют в своем составе общие элементы, подобно тому как разные виды горных пород характеризуются некоторыми одинаковыми химическими соединениями и минералами. Типы формационных рядов, так же как и виды петрографических формаций и пород, устанавливаются эмпирически по сходной повторяемости одних и тех же или близких по составу или структуре парагенезисов, с той лишь разницей, что роль «элементов» в формационных рядах играют петрографические формации и породы, а не минералы и химические соединения. «Повторяемость этих парагенезисов в разных местах и в различные эпохи развития земной коры,— пишет Н. С. Шатский (1965, с. 176),— и является надежным признаком правильности выделения данных естественных ассоциаций». Анализ таких эмпирических данных, полученных разными авторами в ходе главным образом сравнительно недавно начатого составления тектонических карт континентов и частей света, привел сначала к выводу о целесообразности выделения семи (Вотах, 1970; Вотах, Соловьев, 1970), а не трех, как это считалось

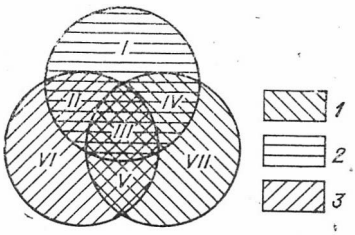


Рис. 30. Классификация тектонических комплексов по петрографическому составу.

Формации: *1* — базальтовые магматические; *2* — осадочные; *3* — гранитно-метаморфические. Петрографические классы, отвечающие «исходным» типам тектонических комплексов (цифры на рисунке): I — плитам; II— зонам смятия; III — ортогеосинклиналям; IV — орогенным впадинам; V — нуклеарам; VI — протогеосинклиналям; VII — глубинным разломам (структурным швам).

ранее, типов формационных рядов, представленных различными по своему составу типами тектонических комплексов осадочно-метаморфической оболочки Земли: плитами, орогенными впадинами (орогенами), ортогеосинклиналями, протоплитами, зонами смятия, протогеосинклиналями, нуклеарами и глубинными разломами (см. рис. 32).

Ю. А. Косыгин (1969, с. 315) считает, что подобные формационные типы могут быть определены и другим путем — «...теоретически с учетом данных о распределении различных горных пород, минералов или химических соединений. С построенной таким образом моделью абстрактной формации могут сопоставляться конкретные формации для определения их типа». Попытаемся осуществить это с помощью построения формальной классификации вещественного состава формационных рядов с учетом того, что

1) земная кора состоит в основном из трех классов горных пород и петрографических формаций — осадочных, базальтовых магматических и гранитно-метаморфических;

2) в тектонических комплексах, образованных формационными рядами, горные породы и формации встречаются в различных сочетаниях.

В такой классификации получается семь классов, отвечающих теоретически возможным сочетаниям петрографических формаций и их групп в формационных рядах (рис. 30). Три класса (I, VI, VII) являются «чистыми», т. е. состоят в основном из пород одного класса — осадочных, базальтовых магматических или гранитно-метаморфических, а четыре (II, III, IV, V) представляют собой «классы пересечения».

Сопоставляя полученный результат с диаграммами качественного состава эмпирически установленных «исходных» типов тектонических комплексов (рис. 31), можно видеть большое их совпадение: почти каждому теоретически полученному классу петрографических формаций соответствует один из семи эмпирически выделенных комплексов осадочно-метаморфической оболочки Земли. Сообразуясь с требованиями формальной логики, к этим семи классам надо добавить восьмой петрографический класс формационных рядов — «класс включений», к которому могут быть отнесены «гипербазальные формации», подстилающие земную кору. В осадочном и гранитном слоях земной коры этот ряд представлен гипербазитовой формацией, выступающей из-под осадочных, магматических или метаморфических формаций вдоль глубинных разломов особого типа — гипербазитовых поясов, сложенных гипербазитовыми формациями (Ю. А. Кузнецов, 1964; Пинус и др., 1973).

В каждом из восьми выделенных классов формационных рядов иногда могут встречаться «инородные» петрографические формации. Если в горных породах различаются породообразующие и акцессорные минералы, а в формациях — формациеобразующие и акцессорные породы (Боголепов, 1970), то в составе формационных рядов такие «инородные» элементы следует выделять в качестве акцессорных петрографических формаций, относя к ним те формации, которые существенно не влияют на состав и структуру ряда.

Крупные структурные элементы, такие как геосинклинальные (складчатые) области и платформы, а также геосинклинали и плиты (геосинклинальные и плитные комплексы), были выделены в земной коре до того, как стали изучать и классифицировать геологические фор-

мации, из которых эти структурные элементы состоят. Поэтому разнообразные типы осадочных, магматических и метаморфических формаций традиционно и обоснованно связывались с крупными эмпирически выделенными тектоническими единицами, в составе которых элементарные формации обособлялись и специализированно изучались.

Однако по мере накопления фактического материала выяснилось, что эмпирически установленные единицы «вещества» с эмпирическими «структурными» единицами далеко не всегда совпадают.

Обязательность присутствия «транзитных» формаций в составе многих крупных структурных элементов земной коры, в частности в ее тектонических комплексах, вытекает также из теоретических построений. В формальной классификации тектонических комплексов по вещественному составу (см. рис. 30) четыре класса из семи являются классами пересечений и только три — «чистыми», да и то только в том смысле, что «транзитные» формации в них присутствуют в виде незначительных примесей — акцессориев.

По диаграммам качественного состава тектонических комплексов (см. рис. 31) видно, что исходные их типы, отвечающие разным по своей структуре рядам формаций, качественно отличаются друг от друга по составу только на восьмом ранговом уровне, для которого «вещественным элементом» служат группы формаций. По диаграммам седьмого уровня (за «элементарную» единицу вещества в нем принимается элементарная петрографическая формация) все «чистые» классы формационных рядов едва отличаются от классов пересечения. Наконец, если построить диаграммы качественного состава формационных рядов, приняв за «элементарную» вещественную единицу тип горной породы, то такие диаграммы окажутся одинаковыми для всех формационных рядов, представляющих исходные типы тектонических комплексов.

Следовательно, качественная петрографическая характеристика сама по себе не может являться критерием для определения класса формационных рядов, равно как и сами петрографические классы формационных рядов не могут служить основой для систематики элементарных тектонических комплексов земной коры. Структурные элементы этого ранга и соответствующие им петрографические формационные ряды отличаются друг от друга как по количественной характеристике вещественного состава, так и по структуре. Поэтому для обособления в земной коре тектонических комплексов обычно пользуются двумя группами признаков: 1) вещественной (петрографической) характеристикой состава горных пород, позволяющей отнести данное конкретное их сообщество к какому-либо петрографическому классу формаций; 2) структурной характеристикой (размеры, форма залегания, характер расположения элементарных формаций и наборов горных пород в пространстве), дающей возможность выделять тектонические комплексы разного типа: плитные, орогенные, геосинклинальные, разломные.

Ни один из этих двух признаков в отдельности нельзя считать определяющим. Определяющее и сопутствующее значение признаков попеременно меняется. Исторический анализ осадконакопления, в частности, в рассмотренных здесь зонах сочленения платформ и складчатых областей ясно показывает, что вещественный состав тектонических комплексов, тесно связанный с палеогеографическим фактором, изменяется независимо от их структуры только до некоторого предела, после которого доминантным становится тектонический фактор и элементы фактически выделяются уже по другому признаку. «На примере формаций,— пишут М. В. Муратов и В. М. Цейслер (1968, с. 111),— можно видеть, как сумма палеогеографических факторов, определяющих накопление осадков, слагающих парагенезы, уступает главенствующую роль тектоническому фактору, определяющему накопление парагенезов».

Ранги структурно-вещественных комплексов	Номенклатура и ранги структурно-вещественных единиц				Диаграммы качественного состава исходных типов тектонических структур по разным рангам и классам геологических формаций						
	структурных	формаций			7	1	6	5	2	4	3
		осадочных	магматических [по Ю. А. Кузнецову, 1964]	метаморфических [по Б. Я. Хоревой, 1969, Е. М. Лазько и др. 1969]							
VI	Латеральный ряд элементарных формаций	Литологическая формация	Петрографическая формация (формационный тип)	Метаморфическая формация (формационный тип)							
VII	Этаж формационный	Группа формаций	Группа магматических формаций	Фациальный или метаморфический комплекс							
VIII	Главный структурный комплекс-элементарный тектонический комплекс земной коры	Ряд осадочных формаций	Ряд магматических формаций	Ряд метаморфических формаций							
IX	Мегакомплекс (чехол или фундамент)										
X	Геоструктура										

Границы структурных и вещественных признаков, ввиду наличия «транзитных» петрографических формаций, в пространстве часто не совпадают. Некоторые структурные этажи и формации, из которых состоят плитные, геосинклинальные, орогенные и другие тектонические комплексы земной коры, выходят за их пределы. Известны примеры «пологого залегания» некоторых петрографических формаций, которые считались по признаку их первоначального обнаружения в геосинклиналях «геосинклинальными» (Борукаев, Косыгин, Парфенов, 1969). Складчатые платформенные образования выделены на тектонических картах (Тектоника Евразии, 1966; Тектоника Европы, 1964).

Открытие этих фактов привело к тому, что такие фундаментальные понятия классической тектоники, как «геосинклиналь» (складчатая, орогенная, подвижная область) и «платформа», равно как и основанный на выделении этих элементов «принцип расчленения территории по возрасту главной складчатости», чуть было не оказались на грани отрицания. В частности, в связи с составлением «Международной тектонической карты Африки» писали о неопределенности понятий геосинклинали, многеосинклинали и эвгеосинклинали, применение которых «оказалось очень затруднительным, если не не возможным, для южного обрамления Средиземноморья, еще более трудным для восточных регионов» (Фор-Мюре, Шубер, 1966, с. 24). Обращалось внимание и на неопределенность критериев разграничения платформенных и геосинклинальных областей, разделяемых в пределах Сибири и Европы не линиями, а зонами взаимопереходов, в которых происходит смещение разграничительных признаков (Замараев, 1967; Г. А. Кузнецов, 1972; Одинцов, 1962). Широкую известность получило высказывание Дюбертре (1966, с. 54): «Под названием „геосинклиналь" подразумеваются в настоящее время складчатые системы самого различного происхождения. Это название — маска, за которой скрывается отсутствие у нас знаний». Конечно, дело здесь не в том, что с поступлением новых данных наши знания о структурных элементах Земли уменьшаются до уровня, о котором говорит эта цитата. Наоборот, обилие новых фактов требует уточнения старых понятий и более строгих правил проведения границ.

Упомянутые выше неопределенности, выявленные в результате тектонического районирования континентов, свидетельствуют о том, что одномерная систематика структурных элементов Земли, разработанная на некоторых «классических» примерах, для более широкого множества объектов практически не пригодна. Она построена, в частности, на ошибочном допущении того, что «вещественные» и «структурные» единицы Земли в пространстве всегда совмещаются.

Вещественные и структурные признаки действительно находятся в зависимости, но эта зависимость носит периодический характер. Так что выделяемые по структурным характеристикам типовые ряды тектонических комплексов (вертикальные ряды на рис. 32) выступают как «структурные решетки», заполненные различными петрографическими формациями, а петрографические ряды, устанавливаемые по вещественным характеристикам (горизонтальные ряды на рис. 32), выступают как «вещественный состав» типовых структур: плитных, орогенных, геосинклинальных, глубинных разломов.

Отсюда следует, что систематика тектонических комплексов, как и других структурных элементов земной коры, должна строиться по двум основаниям. Первым основанием может служить, например, эмпириче-

Рис. 31. Диаграммы качественного состава элементарных формаций, их групп и тектонических комплексов.

а — магматические (базальтовые) формации; *б* — осадочные формации; *в* — метаморфические формации. Цифрами обозначены типовые по составу тектонические комплексы: *1* — плитные (многеосинклинальные); *2* — комплексы орогенных впадин; *3* — ортогеосинклинальные комплексы; *4* — «зоны смятия»; *5* — нуклеарные комплексы; *6* — протогеосинклинальные комплексы; *7* — структурные швы».

Петрографические ряды формаций (ф)	Типовые ряды структур (с)			
	I	II	III	IV
I	1 Плита *	2 Ороплинт	3 Миогеосинклиналь	4 Шовная зона
II	5 Вулканический покров (траппы)	6 Орогенная впадина	7 Эвгеосинклиналь	8 Вулканический пояс
III	9 Протоплита	10	11 Ортогеосинклиналь	12 Меланж
IV	13	14	15	16 Зона смятия
V	17	18	19 Протогеосинклиналь	20 Офиолитовый пояс
VI	21 Нуклеар	22	23 Ультрагеосинклиналь	24 Метаморфический пояс
VII	25	26	27	28 Структурный шов
VIII	29	30	31	32 Гипербазитовый пояс

а б в г

Рис. 32. Система тектонических комплексов земной коры.

Типовые ряды структур: I — плитные, II — орогенные, III — геосинклинальные, IV — глубинных разломов. Диаграммы состава тектонических комплексов: *а* — базальтовые магматические; *б* — осадочные; *в* — гранитно-метаморфические; *г* — гипербазальные.

ски установленный ряд различных по своей структуре тектонических комплексов. Вторым — полученные таким же эмпирическим путем «единицы вещества»: осадочные, гранитно-метаморфические и базальтовые (магматические) формации, а также их возможные сочетания. Построенная по этим двум основаниям систематика приводит к выводу, что в земной коре имеется 32 «элементарных тектонических комплекса».

Тектонические комплексы фундаментов древних платформ

Фундаменты древних платформ принято расчленять путем выделения разновозрастных складчатых комплексов, систем или областей, соответствующих определенным этапам развития земной коры. В работах И. П. Палея (1965) и А. А. Богданова (1967), например, докембрийские образования в пределах щитов разделяются на 5—6 разновозрастных комплексов, которые соответствуют тектоническим или платформообразующим эрам и эпохам.

Однако при выделении в фундаментах древних платформ различных по возрасту (главным образом абсолютному) тектонических комп-

* Термины «плита» и др. (1—32) даны как сокращенные названия соответствующих комплексов — плитных, миогеосинклинальных и т. д.

лексов, таких как саамиды (2200—2800 млн. лет), беломориды (1900—2200), карелиды (1500—2000), сатпуриды (900—1500), аравалиды (500—900 млн. лет) и т. п. сходные по структурно-вещественным характеристикам участки фундамента могут попадать в разные возрастные категории тектонических структур.

Так, к саамидам наряду с комплексами сравнительно слабо метаморфизованных вулканогенно-осадочных отложений типа серии Киватин и Темискаминг Канадского щита относятся разнообразные по составу и степени метаморфизма гранито-гнейсы и кристаллические сланцы Канадского, Балтийского, Украинского, Алданского и Анабарского щитов (Палей, 1965). В то же время Гренвильская система, синхронная с рифейским платформенным чехлом восточной части Европейской платформы, напоминает древнюю Готскую складчатость с возрастом 1200—1750 млн. лет (Богданов, 1967).

К тому же на щитах древних платформ не всегда удается определить (по истории осадконакопления, перерывам и несогласиям) время завершения геосинклинального развития — так называемый «возраст главной складчатости» в историко-генетическом смысле. В развитых здесь комплексах не сохранились осадочные геосинклинальные прогибы и часто отсутствует обычная для классических геосинклинальных комплексов неогея складчатость — линейная, полная, связанная с образованием инверсионных поднятий на месте прогибов. Радиологические методы установления возраста в таких областях обычно не приводят к одному решению, так как датировка возраста отражает все частные преобразования в веществе горных пород и минералов, связанные с многократными локальными изменениями условий, а не только с преобразованиями крупных тектонических комплексов в целом.

Возраст складчатых метаморфических и магматических комплексов в этих условиях может быть принят как по древним, так и по молодым датам, что хорошо видно на примере готид Юго-Западной Швеции, которые относились к байкалидам с возрастом менее 1000 млн. лет, беломоридам с верхним возрастным пределом 1900—1950 млн. лет, готидам с возрастом 1200—1750 и 900—1000 млн. лет, а также выделялись в готско-овручскую складчатость с возрастом 1300—1500 млн. лет.

Эти примеры показывают, что при районировании глубокого докембрия принцип возраста главной складчатости был фактически нарушен в своей основе.

Структурный смысл этого классического принципа районирования, разработанного на геоструктурах неогея М. Бертраном (Bertrand, 1887—1897), Э. Зюссом (Suess, 1883—1909), А. Д. Архангельским (1932—1941), Н. С. Шатским (1963—1965) и их последователями, состоит, как это видно из приведенных примеров, в том, что сначала устанавливаются различные типы тектонических комплексов — геосинклинали, орогенные (в том числе краевые и межгорные) прогибы, платформенные тектонические комплексы (плиты) и т. д. Затем по соотношению этих, различных по своей структуре, комплексов определяется их «возраст», показывающий, в какой последовательности они залегают в земной коре. Тектонические комплексы таким способом, по сути дела, объединяются в крупные «стратиграфические» этажи (альпийский, каледонский, герцинский и т. д.), по соотношению которых и определяют «возраст» основных геоструктур земной коры — складчатых областей, древних и молодых платформ. Такой прием позволяет показывать на тектонических картах как латеральные отношения между структурными элементами, так и вертикальные их ряды, отражающие возрастные различия между однотипными тектоническими комплексами.

Древние (добайкальские) складчатые системы во всех рассмотренных нами примерах представлены преимущественно метаморфическими и магматическими комплексами, которые по своему составу и структу-

ре чрезвычайно разнообразны. Они часто очень резко отличаются от геосинклинальных тектонических комплексов неогея, на что обращали внимание Е. В. Павловский (1970), М. С. Марков (1964), Э. Кранк (Kranck, 1959), К. Стоквелл (Stockwell, 1965), Е. Вегманн (Wegmann, 1935, 1966), Л. И. Салоп (1971) и многие другие. Все комплексы фундаментов древних платформ, очевидно, не следует относить к одному классу «геосинклинальных» структур. Древние тектонические комплексы также необходимо различать по их структурным характеристикам, а не только по составу. Лучше всего они пока изучены на щитах древних платформ, где по структурным и вещественным характеристикам могут быть выделены по крайней мере три их вида: нуклеары, протоплиты и протогеосинклинали (Вотах, Соловьев, 1970).

Нуклеарные комплексы (элемент № 21 на рис. 32) — это тектонические комплексы земной коры, сложенные преимущественно гнейсами и гранитами, мигматитовыми формациями, по Ю. А. Кузнецову (1964), и монофациальными метаморфическими формациями (главным образом гранулитовой и амфиболитовой фациями), по Б. Я. Хоревой (1969). Нуклеарные комплексы широко распространены на щитах всех древних платформ. Неповторимость тектонических условий возникновения нуклеарных комплексов и своеобразие их структуры (гнейсовые купола, валы и другие характерные для этих комплексов структурные формы) подробно охарактеризованы во многих работах (Kranck, 1959; Wegman, 1935; 1966; Марков, 1964; Павловский, 1970; Салоп, 1971; и др.). На основе изучения складчатых комплексов такого типа Е. В. Павловский и М. С. Марков (1963) выделили особую нуклеарную стадию развития земной коры. Примеры: архейские граниты и гнейсы Канадского щита, гнейсы и граниты Бауле Гвинейско-Либерийского щита Западной Африки, докарельские гнейсы и гранито-гнейсы Балтийского щита.

Е. В. Павловский и М. С. Марков к тектоническим комплексам, отвечающим нуклеарным стадиям, относили не только гнейсовые и гранитные купола, но и залегающие между ними слабо метаморфизованные вулканогенно-осадочные комплексы типа серии Киватин Канадского щита. Такое расширенное понимание нуклеарных комплексов приводит к тому, что различные по вещественным и структурным характеристикам этажи представляются в виде одного комплекса. Древние сравнительно слабо метаморфизованные вулканогенно-осадочные комплексы, очевидно, необходимо выделять в особый вид тектонических комплексов земной коры — **протоплиты** (элемент № 9 на рис. 32). Тектонические комплексы этого вида могут рассматриваться как метаморфические аналоги вулканогенно-осадочных платформенных комплексов. Они обычно сложены мономинеральными метаморфическими формациями зеленосланцевой и филлитовой фаций, по Б. Я. Хоревой (1969). Осадочные породы представлены формациями миогеосинклинального ряда, вулканогенные — метаморфизованными базальтами, андезито-базальтами, реже — порфирами. Такой состав и отсутствие линейности — черты, которые (Павловский, 1970) роднят эти тектонические комплексы с морфологически близкими молодыми структурами чехла «вторичных платформ» — Европейской, Северо-Американской и др.

Близкие по составу к протоплитам тектонические комплексы иногда встречаются в отчетливо выраженных линейных впадинах — шовных синклиналях или геосинклинальных трогах, по терминологии М. С. Маркова (1964). В таких случаях они по своей резкой наложенности на более древнее гранитизированное основание и приуроченности к зонам крупных разломов напоминают грабенообразные прогибы, развитые в чехлах древних платформ — авлакогены. Эти древние орогенные впадины особого вида — **троги** отличаются от орогенных впадин мио- и эвгеосинклинальных рядов тем, что они выполнены вулканогенно-осадочными и метаморфическими формациями. В системе тектонических комплексов

(см. рис. 32) впадины этого вида, возможно, соответствуют элементу № 10. Однако отделить их от протоплитных комплексов при тектоническом районировании, ввиду большого сходства по составу и плохой обнаженности, не всегда удается. Примеры: серии Киватин и Темискаминг Канадского щита, серия Симанду Гвинейско-Либерийского щита, Свеко-Фенский комплекс и Ятулий Балтийского щита, Криворожский комплекс Украинского щита.

Протогеосинклинальные комплексы — **протогеосинклинали** — представлены более пестрым по сравнению с другими тектоническими комплексами фундаментов древних платформ парагенезом метаморфических и магматических формаций. В комплексах этого типа преобладают полифациальные метаморфические и плутоно-метаморфические формации.

По структуре и исключительно широкому разнообразию формаций протогеосинклинали близки к другим геосинклинальным комплексам (мио-, эв- и ортогеосинклиналям), но целиком сложены метаморфическими и магматическими породами. Примеры: система Гренвил Канадского щита, Бирримий в синклинории Сигири Гвинейско-Либерийского щита Африки.

Итак, фундаменты древних платформ, как и вся земная кора в целом, тоже имеют слоисто-чешуйчатую структуру, которая может быть раскрыта и показана на тектонических картах с помощью понятия о возрасте разнотипных тектонических комплексов. Возрастные характеристики (названия) этих древних комплексов, как и всех вышележащих комплексов осадочного слоя земной коры, не следует отождествлять с единицами единой шкалы геологического времени. Такие определения комплексов, как «беломорский», «карельский» и т. д., как и индексы «альпийский», «герцинский» и др., должны отражать прежде всего последовательность в залегании тектонических комплексов, а не одинаковый их стратиграфический объем. Только при таком подходе к выделению разнотипных и разновозрастных комплексов можно, как это видно на примере зон сочленения платформ и складчатых областей, рассмотренных нами, расчленить по структурно-вещественным признакам все слои земной коры и ее геоструктуры, не нарушая при этом основных принципов возраста главной складчатости.

Наконец, следует заметить, что древние тектонические комплексы, как и все другие, выделяются по качественным критериям и поэтому практическое их разделение почти всегда несовершенно в том смысле, что до введения количественных структурных характеристик принадлежность комплексов к тому или иному виду при районировании не будет всегда устанавливаться однозначно.

Пространственные параметры тектонических комплексов и их зависимость от энергии физических полей

В теоретической геотектонике имеется множество гипотез, изображающих механизм формирования земной коры за счет различных источников энергии и способов ее преобразования: контракции, изостазии, пульсации, радиоактивных распадов, перемещения материков, подкоровых магматических течений, гравитационного складкообразования, глубинной дифференциации вещества и внешних астрономических факторов.

Критические обзоры этих гипотез (Белоусов, 1962; Косыгин, 1969; Кропоткин, 1973; Хаин, 1973) показывают, что все источники энергии, влияющие на структуру земной коры, сводятся к трем связанным взаимными переходами видам: гравитационной, тепловой и механической энергии полей напряжения. Изменение относительной доли участия какого-либо вида энергии неизбежно приводит к нарушению равновесия в структуре земной коры и вызывает ее перестройку. Поэтому соотноше-

Таблица 6

Примерные размеры структурных комплексов земной коры, км

Типовые ряды тектонических комплексов	Примеры	Длина l	Ширина s	Мощность h	Литература
I	Западно-Сибирская плита	2000	1300	3	Ф. Г. Гурари и др., 1963; В. Д. Наливкин и др., 1965
Плитные комплексы	Мезозойская плита Сахары	1400	900	3	О. М. Ахмедов и др., 1973; Тектоника Евразии, 1966
	Мезозойская плита юга европейской части СССР	2200	900	3	Р. Г. Гарецкий, 1972; Н. А. Крылов, 1971
II	Гусиноозерская впадина Забайкалья	25	10	4	В. Д. Ермиков, 1972; В. А. Соловьев, 1968
Комплексы орогенных впадин	Минусинский прогиб Саяно-Алтайской складчатой области	200	150	4	А. А. Моссаковский, 1963; И. В. Лучицкий, 1960
	Шелифский межгорный прогиб на севере Африки	200	50	4	A. Perrodon, 1957; Carte tectonique internationale de l'Afrique, 1968
III	Геосинклиналь Большого Кавказа	1000	100	15	Тектоника Европы, 1964; Е. Е. Милановский, В. Е. Хаин, 1963
Геосинклинальные комплексы	Калбинско-Новосибирская геосинклиналь	1200	120	15	А. Л. Матвеевская, 1969
	Тельская геосинклиналь севера Африки	900	100	12	L. Glangeaud, 1932; М. М. Алиев и др., 1971
IV	Тырнаузская шовная зона Большого Кавказа	300	10	30	Е. Е. Милановский, 1962
Комплексы глубинных разломов	Главный разлом Восточного Саяна	800	10	30	Н. А. Берзин, 1967
	Чингизский и Таласо-Ферганский разломы Казахстана	600	10	30	А. В. Пейве, 1956; Н. И. Николаев, 1959
	Иртышская зона смятия в Горном Алтае	400	10—15	30	П. Ф. Иванкин и др., 1957; Н. И. Стучевский 1960

ние гравитационного, теплового и механического полей можно считать главным фактором, обусловливающим эволюцию и современную структуру твердой оболочки Земли.

На пути установления количественных законов, описывающих эту связь энергии физических полей со структурой земной коры, имеется много еще непреодоленных трудностей. Одна из них — отсутствие в системе только что рассмотренных тектонических комплексов (см. рис. 32) «меры», зависящей одновременно от видов энергии, перестраивающей кору путем преобразования одних ее элементов в другие.

Многочисленные попытки тектонического расчленения и опыт построения тектонических карт частей света и континентов привели, как это видно из предыдущих разделов книги, к выделению (в разных местах под разными названиями) четырех главных типов тектонических комплексов: плитных, орогенных впадин, геосинклинальных и глубинных разломов.

Вертикальные и латеральные ряды формаций, если их рассматривать в объеме, образуют в каждом таком типовом комплексе свою

«структурную решетку», которая отличается от решеток тектонических комплексов других типов пространственными параметрами, обусловленными различным расположением в земной коре наборов горных пород, петрографических формаций и их групп.

Тектонические комплексы плитного ряда (вертикальная колонка I на рис. 32) обладают, как и сами плиты, по которым этот тектонический ряд получил свое название, типичными чертами платформенных формаций в понимании Н. С. Шатского, Ю. А. Косыгина, А. В. Пейве и др. (1951). Формации плитных комплексов залегают на больших площадях, имеют значительную выдержанность фаций и мощностей по простиранию при быстрой сменяемости в вертикальном разрезе, мощность которого по сравнению с простиранием (табл. 6) очень незначительна.

Комплексы орогенных впадин (вертикальная колонка II на рис. 32) в складчатых областях выделяются как молассовые комплексы или орогенные прогибы, а на платформах — как впадины и авлакогены (Муратов, 1963; Наливкин, 1963; Тектоника Евразии, 1966; Моссаковский, 1972). Они представлены относительно мощными толщами осадков, заполняющих межгорные и краевые прогибы, впадины, котловины и грабены, унаследованные или резко наложенные на другие комплексы и обладающие иным по сравнению с ними планом строения.

Геосинклинальные тектонические комплексы (вертикальная колонка III на рис. 32) отличаются от плитных и орогенных более ясно выраженной линейностью, которая проявляется не только в конфигурации геосинклинальных прогибов, сравнительно узких и глубоких (см. табл. 6), но и в особом типе пространственного расположения формаций. По простиранию в этих комплексах наблюдается бóльшая выдержанность состава осадков и порядка мощностей, вкрест простирания фации и мощности резко меняются.

Другую структурную характеристику имеют комплексы элементарных глубинных разломов (вертикальная колонка IV на рис. 32). Их формационным решеткам свойственна исключительная вытянутость и огромная по сравнению с шириной глубина проникновения в земную кору (см. табл. 6). 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.

Комплексы всех четырех типовых (по своим структурным характеристикам) рядов могут быть выполнены различными сочетаниями петрографических формаций — осадочных, базальтоидных и гранитно-метаморфических. Однотипные по структуре комплексы, сложенные разными петрографическими классами формаций (вертикальные ряды I—IV на рис. 32) условимся называть структурными рядами комплексов. Различные по структуре, но одинаковые по петрографическому составу комплексы (горизонтальные ряды I—VIII на рис. 32) будем называть петрографическими рядами комплексов. Структурные и петрографические ряды, вместе взятые, образуют полное множество известных в земной коре типов тектонических комплексов.

Сравнение размеров четырех структурных рядов тектонических комплексов приводит к выводу, что различные по своей структуре комплексы не отличаются один от другого по какому-либо взятому отдельно параметру. Длина, ширина и мощность (глубина проникновения в земную кору) у разных тектонических комплексов иногда могут быть одинаковыми. Различными для всех четырех типов формационных решеток оказываются многомерные параметры структурных комплексов,

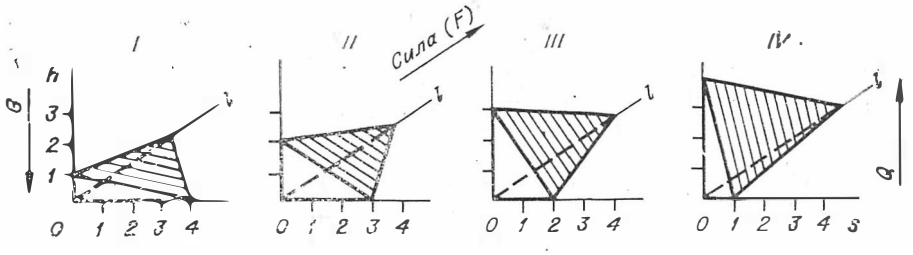


Рис. 33. Пространственные параметры тектонических комплексов и их связь с энергией физических полей.

I—IV — см. на рис. 32, h — высота (мощность) комплексов, l — их длина, s — ширина; G — энергия гравитационного поля, F — энергия полей механических напряжений в земной коре. Q — энергия теплового потока.

взятые в относительных долях (например, длина относительно ширины и высоты) и т. д. При таком измерении (рис. 33, табл. 6) плиты обнаруживают наименьшую относительную длину l, которая постепенно в относительных единицах наращивается по мере перехода к орогенным впадинам, геосинклиналям и глубинным разломам. В этом же направлении увеличивается относительная мощность тектонических комплексов h при одновременном сокращении ширины s.

Выходит, что «сжатость» или «плотность», замеренная вкрест простирания тектонических комплексов на поверхностных срезах земной коры, прогрессивно увеличивается от плит к глубинным разломам. Это дает возможность ввести для каждого петрографического ряда комплексов (I—VIII на рис. 32) общую меру — плотность формационных решеток, под которой понимается:

$$P = h^2/(ls). \qquad (1)$$

В принятых на рис. 33 относительных единицах, отражающих количественные различия рассматриваемых параметров на уровне «больше», «меньше» или «равно», удельная плотность плитных, орогенных, геосинклинальных и разломных комплексов будет иметь следующие значения: 1/20, 2/9, 9/14, 2.

Полученные цифры выражают, на принятом уровне количественных различий, линейную последовательность взаимно переходящих качеств, каждое из которых характеризуется собственным интервалом количественных значений. Именованными числами указанные значения можно будет представить только после выбора эталонов на основе большого числа измерений l, s и h в ряду: плита — орогенная впадина — геосинклиналь — глубинный разлом. Использование таких мер «структуры» и «состава» тектонических комплексов является необходимым условием для перехода в дальнейшем к количественным методам их изучения.

В генетическом аспекте плотность формационных решеток P и параметры l, s и h одновременно зависят от гравитационной (G), тепловой (Q) и механической (F) энергий, за счет которых они создаются и изменяются.

Сравнительный анализ тектоники и истории формирования плит, орогенных впадин, геосинклиналей и глубинных разломов показывает, что плитные комплексы образуются практически за счет энергии гравитационного поля, равномерно распределяющего осадочный материал на поверхности планеты.

Механические напряжения и связанные с ними деформации, не говоря уже о зонах повышенной проницаемости глубинного тепла и маг-

матизма, в истории формирования плоских и обширных по площади распространения плит существенной роли не играют.

С увеличением относительной мощности комплексов h в орогенных и геосинклинальных структурах, а также в глубинных разломах заметно повышается доля энергии теплового поля, при этом общее удлинение комплексов по оси l обнаруживает явную связь с полями механических напряжений в земной коре. Энергия механических напряжений, как и теплового поля, в разломных комплексах оказывается наибольшей.

Таким образом, энергию физических полей, взятую в долях по отношению к эталонам $\left(\frac{F}{F_0}\right)$, $\left(\frac{Q}{Q_0}\right)$ и $\left(\frac{G}{G_0}\right)$, можно поставить в функциональную зависимость от параметров l, s и h. Выбрав затем на основе серии экспериментов некоторые коэффициенты тектонической энергоемкости формационных решеток, можно с известной степенью приближения определить из уравнения (1) доли участия различных видов энергии в формировании четырех упомянутых рядов тектонических комплексов земной коры.

Если коэффициентом (K_i) обозначим количество энергии, необходимое для создания единицы объема тектонического комплекса того или иного структурного ряда (плитного, орогенного, геосинклинального или разломного), то доля механической энергии с увеличением плотности формационных решеток P будет возрастать.

Зависимость гравитационной и тепловой энергии от плотности решеток — обратная. Отсюда следует, что структурный план земной коры и динамика ее тектонических процессов являются результатом непрерывного противодействия энергии механических напряжений земной коры двум другим — «встречным» — видам энергии: тепловой и гравитационной.

ГЕОСТРУКТУРНАЯ ТРИАДА ЭЛЕМЕНТОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ И СЕЙСМИЧЕСКИЕ ГРАНИЦЫ

Мелкомасшабное тектоническое расчленение континентов по структурно-вещественным признакам приводит, как это показано на предыдущих страницах, к выделению ранговой триады основных структурных элементов земной коры: тектонических комплексов, слоев коры и геоструктур.

Тектонические комплексы обособляются как «исходные» структурные единицы земной коры, инвариантные по отношению к петрографическому составу и распределенные на континентах в целом независимо от границ геоструктур (см. рис. 26, 29, 32). Слои земной коры, в частности осадочные чехлы древних платформ, выделяются как «слоистые» структурные элементы, транзитно проходящие через платформы и складчатые области разного возраста, континенты и океаны (см. рис. 34—36). Наконец, геоструктуры, т. е. платформы и складчатые области, вычленяются как участки земной коры разного строения, как главные типы структурной дифференцированности земной коры в целом (см. рис. 1).

Сравнение типовых сейсмических разрезов земной коры, составленных по опорным пересечениям некоторых геоструктур (Беляевский, 1974; Борисов, 1967; Вольвовский, 1973; Крылов и др., 1970; Пузырев, Крылов, 1971; Соллогуб, 1960; Чекунов, 1972), показывает, что основные одномерные, т. е. замеренные в одном направлении, например вкрест простирания слоев, параметры этих разрезов (мощности коры и отдельных ее слоев, пластовые скорости, градиенты изменения скоро-

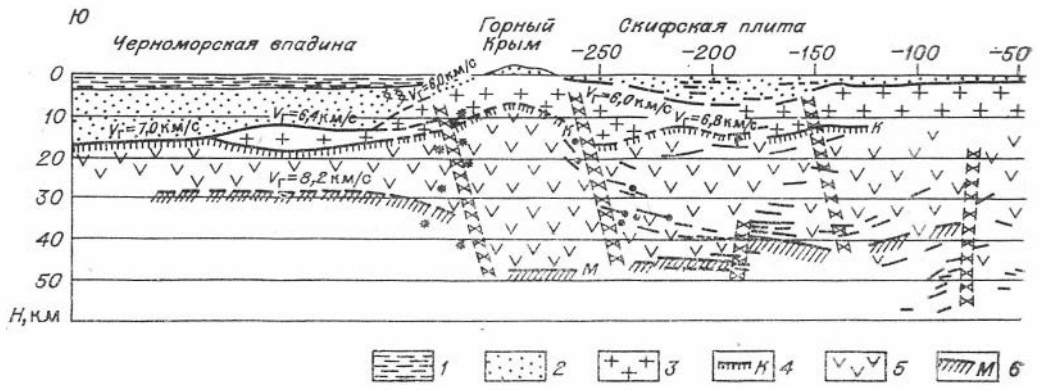


Рис. 34. Сейсмогеологический разрез земной коры по линии Воронежский массив — Чер
Т. В. Смелянской, А. В. Чекунову и др.,
1 — водный слой; *2* — осадочный слой; *3* — «гранитный слой»; *4* — раздел К; *5* — «базальтовый» слой;
мы; *10* — разломы по геологическим данным;

стей с глубиной и др.) различаются довольно резко и в целом независимо от тектонических комплексов и геоструктур.

Для объяснения природы сейсмических границ обычно привлекаются разнообразные процессы, протекающие в недрах и на поверхности Земли: геологические, физико-химические и др. В каждом конкретном случае сейсмические границы могут иметь различное происхождение, на их формирование могут оказывать влияние самые разнообразные процессы и их совокупности. Одни исследователи отдают предпочтение так называемым «геологическим» процессам (осадконакопление, перерывы, складчатость, несогласие), считая, например, что сейсмические границы и в консолидированной коре разделяют разновозрастные структурные этажи, т. е. являются поверхностями каких-то древних «фундаментов».

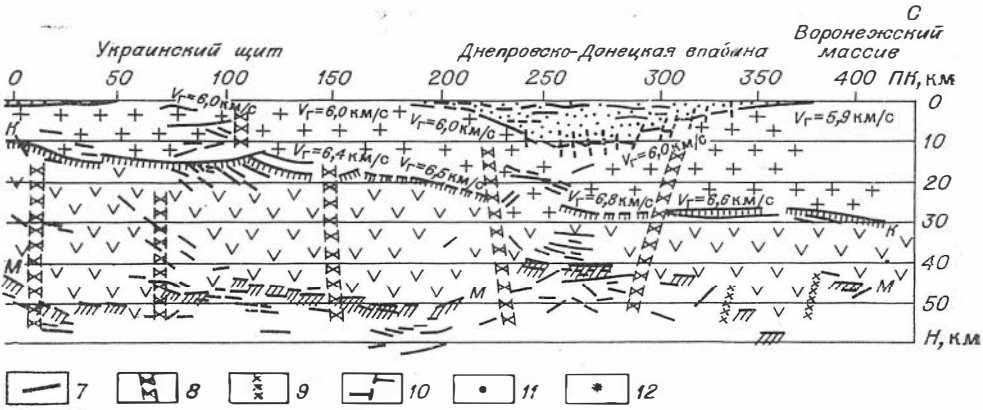
Другие не без основания полагают, что глубинные сейсмические границы не отражают истории геологического развития в понятиях осадочной исторической геологии, а являются поверхностями фронтов метаморфизма.

Пологие сейсмические границы в некоторых случаях связываются с горизонтальным тектоническим расслаиванием, сопровождающимся магматическими явлениями и изменениями физических свойств горных пород (Суворов, 1963), а также с наличием в земной коре пластинообразных интрузий.

Обзор представлений и гипотез о генетической природе сейсмических разделов (Годин, 1969; Булин, 1974; Беляевский и др., 1972; Резанов, 1965, 1971, 1972; Ризниченко, Косминская, 1963; Фотиади, 1958) приводит к выводу, что в доступной для прямого наблюдения верхней части земной коры существуют разные типы геологических границ. В связи с этим ни один из указанных историко-генетических вариантов их объяснения нельзя отвергнуть.

Каждая высказанная на этот счет гипотеза в определенном конкретном случае может оказаться вполне правдоподобной, но «ни одна из них, по-видимому, не может быть принята в качестве универсальной. В конкретных условиях сейсмические границы могут иметь различную природу» (Крылов, 1967, с. 120).

Выбирая тот или иной вариант геологической интерпретации сейсмических разделов, следует иметь в виду, что сейсмические разделы и историко-генетические границы устанавливаются по различным свой-



ное море. Отношение масштабов 1 : 2. По В. Б. Соллогубу, Н. И. Павленковой, 1970 (из книги А. В. Чекунова, 1972).

6 — раздел М; *7* — отдельные отражающие площадки; *8* — глубинные разломы; *9* — крупные разло- *11* — точки дифракции; *12* — очаги землетрясений.

ствам среды, которые далеко не всегда коррелируются. Такое несоответствие сейсмических границ с границами, устанавливаемыми по истории осадконакопления, с глубиной значительно увеличивается. По мере увеличения глубины начинают доминировать метаморфические процессы. Первичный состав и структура осадочной толщи после метаморфизма на физические свойства среды уже существенно не влияют.

Генетическая природа одной и той же сейсмической границы может быть самой разнообразной. На разных своих отрезках граница может отвечать поверхности несогласного залегания осадочных толщ, отражать фронт метаморфизма и внедрения интрузивных тел, соответствовать послойному изменению первичного состава осадочных толщ или, наоборот, постепенно снизу «срезать» складчатую структуру этих толщ, совершенно с ней не считаясь.

Для расчленения Земли по структурно-вещественным признакам нет необходимости распутывать всю сложную историю разнообразных накладывающихся друг на друга процессов. Важно, что глубинные сейсмические границы и слои всегда связаны с изменением основных физических свойств среды — ее состава или строения.

Следовательно, нужно сначала разобраться в физическом, т. е. структурно-вещественном смысле тех элементов, которые с помощью сейсмических границ выделяются. Постановка же вопроса о природе сейсмических границ в историко-генетическом плане имеет первостепенное значение для решения задач исторической геотектоники.

С позиций синхронического подхода к тектоническому расчленению всякая сейсмическая граница, если при интерпретации соответствующего поля не допущены существенные ошибки, должна иметь вполне определенный структурно-вещественный смысл. Обработка и осмысление сейсмических данных для тектонических исследований требует обособления задач физической интерпретации сейсмических границ, решаемых на основе синхронического подхода к объекту, от задач историко-генетической интерпретации, решаемых на основе диахронического подхода.

Сообразуясь с целями физической геотектоники, следует искать ответы на два основных вопроса: 1) как изменяется состав среды и ее структура при переходе через пологие сейсмические границы? 2) с какими конкретными типами структур могут коррелироваться с той или иной степенью приближения, сейсмические неоднородности?

Два типа сейсмических неоднородностей в структуре земной коры

С помощью глубинного сейсмического зондирования в опорных сечениях земной коры, проходящих через зоны сочленения платформ и складчатых областей более или менее ясно устанавливаются два типа сейсмических неоднородностей: 1) почти горизонтальная расслоенность, обусловленная наличием пологих сейсмических границ, прослеживаемых на десятки, сотни, а иногда и тысячи километров; 2) латеральная неоднородность, или «блоковость», земной коры, часто устанавливаемая по смене характера вертикальной расслоенности.

Сейсмические неоднородности первого типа (назовем их *r*-неоднородностями) проявляются в существовании на различных глубинах пологих поверхностей различного порядка величины. Такая вертикальная расслоенность земной коры во многих районах оказывается более дробной, чем традиционное разделение коры на «базальтовый», «гранитный» и «осадочный» слои (см. рис. 34—36). В частности, она обнаружена на небольших глубинах в складчатых областях, «внутри» интенсивно дислоцированных, пронизанных интрузиями толщ горных пород. Пологие сейсмические границы здесь занимают явно несогласное, секущее положение по отношению к поверхности напластования и к складчатой структуре тектонических комплексов.

Обзор представлений о физической природе пологих сейсмических разделов свидетельствует о том, что сейсмические *r*-неоднородности на разных отрезках характеризуются различными типами границ. Границы могут быть резкостными (структурными, по С. В. Крылову, 1967) и постепенными, в частном случае связанными с фронтом метаморфизма — метаморфическими разделами (Фотиади, 1958; Крылов, 1967). В этом можно убедиться, прослеживая, например, подошву осадочного слоя земной коры по опорным пересечениям рассматриваемых здесь зон сочленения платформ со складчатыми областями.

Эти пересечения ясно показывают, что границы *r*-неоднородностей проявляются как резкостные в тех случаях, когда при переходе через них меняется как вещественный состав слоистых элементов, так и их структура. На сейсмических профилях наиболее отчетливо проявляются такие геологические границы, как осадочный чехол — кристаллический фундамент, метаморфиды основания складчатой области — осадочный чехол срединных массивов, чехол молодых платформ — срединные массивы их основания. В других случаях граница проявляется менее резко. Однако оба вида границ могут удовлетворять 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 (Крылов, 1967).

Латеральные изменения в структуре слоистых элементов земной коры (назовем их *l*-неоднородностями) устанавливаются менее отчетливо. Их удается обнаружить по различному расположению границ внутри того или иного слоя. Вертикальные диапазоны распространения *l*-неоднородностей в разных участках не остаются одинаковыми. Они отчетливо выделяются здесь, в частности, по градиентам граничных скоростей. Первые опыты изучения *l*-неоднородностей показали, что «разным геологическим структурам соответствуют разные типы градиентных сред в коре» (Беляевский, 1974, с. 15).

Неоднородности такого типа отчетливо видны в поперечных разрезах краевых систем, особенно на тех участках, где имеется полный ряд «осадочных» тектонических комплексов: плита, ороплинт, (амагматическая орогенная впадина), многогеосинклиналь и шовная зона (см. рис. 25, 36, 37).

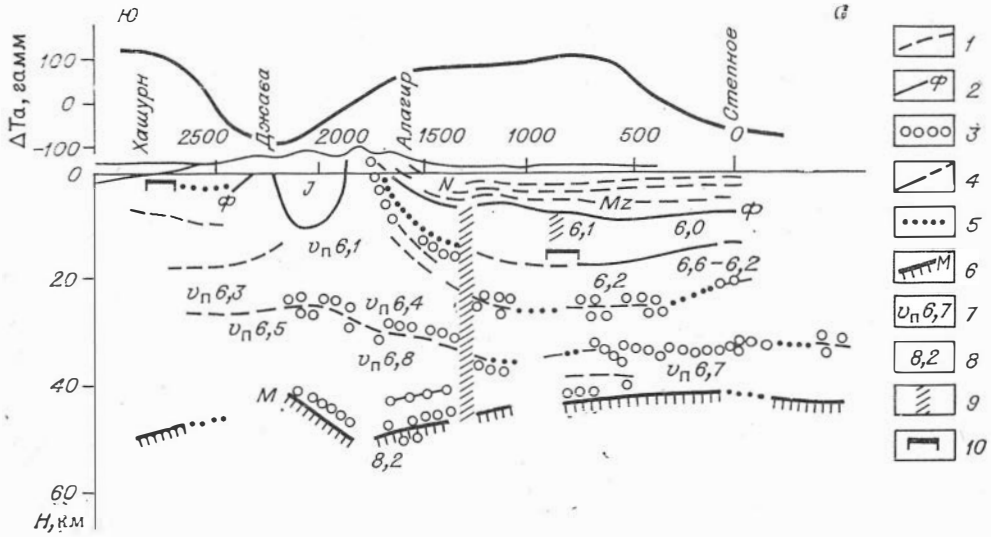


Рис. 35. Сейсмический разрез земной коры через Скифскую плиту и Кавказскую складчатую систему по профилю Степное — Бакурнани (Краснопевцева и др., 1970; (из книги Беляевского, 1974)

1 — границы в осадочной толще; *2* — поверхности фундамента; *3* — отражающие горизонты; *4* — сейсмические границы в консолидированной коре; *5* — интерполяция сейсмических границ; *6* — поверхность Мохоровичича; *7* — пластовая скорость, км/с; *8* — граничная скорость, км/с; *9* — зоны разломов; *10* — верхняя кромка магнитовозмущающих масс.

Эти сейсмические неоднородности позволяют, с одной стороны, говорить о различии структурных планов в базальтовом и гранитном слоях земной коры, с другой — намечать латеральные ряды тектонических стрктур в каждом слое. Так, под геосинклинальным складчатым комплексом Большого Кавказа поверхность базальтового слоя образует поднятие — «базальтовый корень». Корень и комплекс здесь обладают особой внутренней структурой и поверхность базальтового слоя выступает как поверхность структурного несогласия (рис. 35).

Многеосинклинальный комплекс Восточных Карпат также отличается от Закарпатской шовной зоны, Предкарпатского краевого прогиба и Волыно-Подольской плиты (рис. 36) по структуре сейсмических границ, намечающихся внутри осадочного слоя земной коры. Все тектонические комплексы этого латерального ряда, по которому проходит III международный профиль ГСЗ (геотраверза Карпаты — Курилы), характеризуется различными типами пространственного расположения в осадочном слое разнообразных сейсмических границ, например линий изоскоростей, отражающих и преломляющих поверхностей и т. п.

Точно так же по сейсмическим данным в осадочном слое опорного разреза Черное море — Баренцево море (см. рис. 34) могут быть выделены Черноморская впадина, Горный Крым, Скифская плита и Днепровско-Донецкая впадина. На Краснодарском профиле по сейсмическим данным (см. рис. 25, 37) внутри осадочного слоя различаются многеосинклиналь Большого Кавказа, Ахтырская шовная зона, Азово-Кубанская краевая впадина и Скифская плита.

Сравнение сейсмических разрезов (см. рис. 25, 34—36, 42, 44) и других данных по *l*-неоднородностям земной коры и верхней мантии (они представлены в монографиях Н. А. Беляевского (1974), И. С. Вольвовского (1973), А. В. Чекунова (1972) и др.) позволяет считать, что латеральные неоднородности в разных слоях земной коры и в геосферах распределены неравномерно. Слои и геосферы с повышенной латеральной неоднородностью чередуются со слоями, в кото-

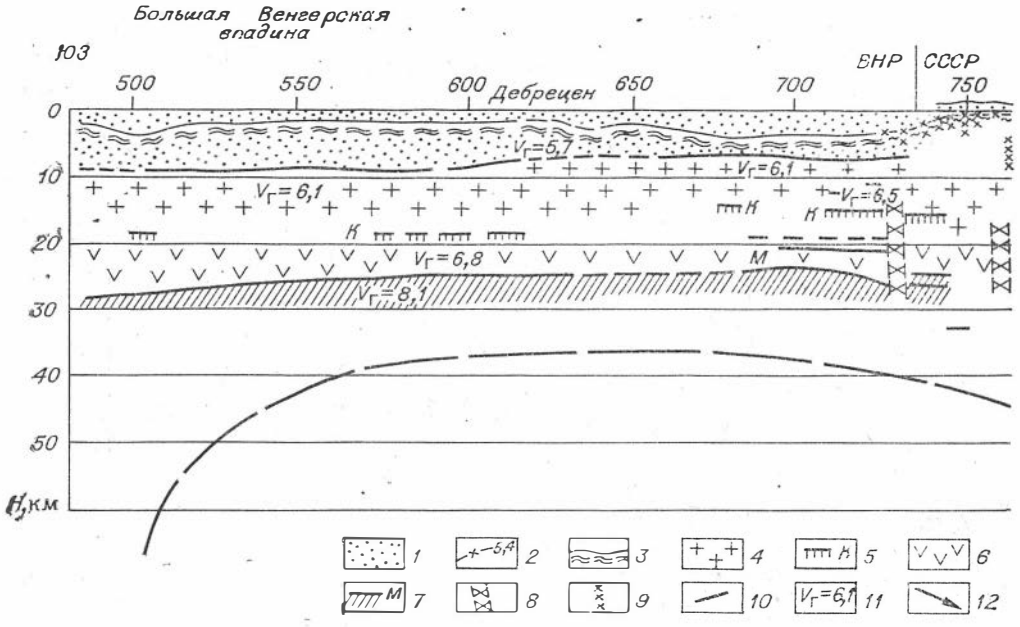


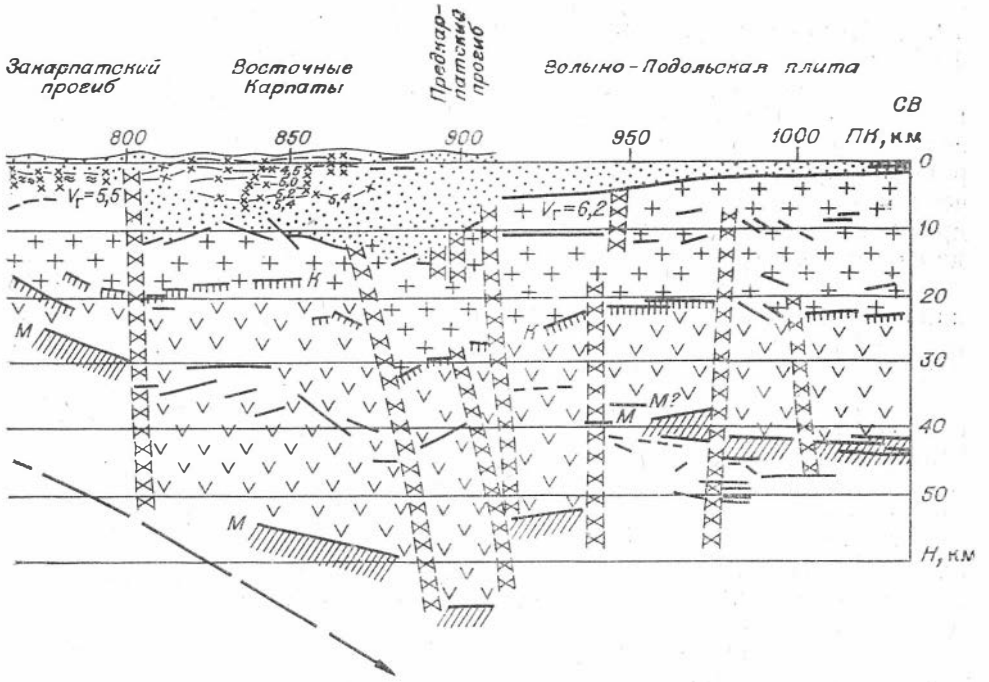
Рис. 36. Сейсмологический разрез земной коры по линии Большая Венгерская впадина — 1 : 2. По В. Б. Соллогубу, А. В. Чекунову, Д. Просену, Т. Драгашевичу,

1 — осадочный слой; *2* — линии изоскоростей в осадочном комплексе Карпат; *3* — складчатое основа «базальтовый» слой; *7* — раздел М; *8* — глубинные разломы; *9* — крупные разломы (разрывы); векционный поток

рых эта неоднородность заметно занижена за счет повышения вертикальной расслоенности. В этом они сходны с формационными слоистыми элементами земной коры (структурными этажами, рассмотренными в гл. II).

Так, осадочный слой земной коры в целом обладает заметно большей латеральной структурной неоднородностью, чем гранитный слой, который, в свою очередь, в этом отношении, вероятно, уступает базальтовому слою. Земная кора в целом, очевидно, обладает более ясной по сравнению с верхней геосферой мантии вертикальной расслоенностью — с направленным изменением состава в глубь Земли. Скоростные разрезы (модели) верхней мантии, представленные А. С. Алексеевым с соавторами (1971), а также Р. З. Тараканов и Н. В. Левым (1967), свидетельствуют о том, что в верхней геосфере мантии чаще повторяются слои с одинаковыми параметрами и более контрастно проявляются латеральные неоднородности.

Таким образом, при изучении геоструктурной триады тектонических единиц земной коры сейсмическими методами обнаруживаются глубинные неоднородности двух типов. Во-первых, с помощью пологих сейсмических границ отчетливо устанавливаются слоистые (этажные) структурные элементы, такие как, например, слои земной коры и сама земная кора. Во-вторых, по изменениям упругих свойств среды более или менее уверенно прослеживается латеральная тектоническая зональность, выраженная, в частности, в осадочном слое земной коры латеральными рядами тектонических комплексов: плитных, орогенных и геосинклинальных комплексов, а также комплексов глубинных разломов. Геосинклинальные области, древние и молодые платформы в сейсмических границах проявляются как обширные структурные зоны земной коры, как участки разного типа ее строения. Эти геоструктуры, как и составляющие их тектонические комплексы, отвечают сейсмическим



Волыно-Подольская плита (III Международный профиль ГСЗ). Отношение масштабов Е. Митуху, К. Пожгай, 1973 (из книги А. В. Чекунова, 1972).

ние Б. Венгерской впадины и Закарпатского прогиба; *4* — «гранитный» слой; *5* — раздел К; *6* — *10* — отдельные отражающие площадки; *11* — граничные скорости в км/с; *12* — предполагаемый кон- в верхней мантии

неоднородностям второго типа. Слои и геосферы, в которых доминируют неоднородности первого и второго типа, в разрезе Земли чередуются.

Расчленение Земли по сейсмическим параметрам

Сейсмические работы, характеризующие распределение тех или иных физических параметров в недрах 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, ибо значение геофизических данных в значительной мере определяется корректностью их перевода на геологический язык (Чекунов, 1972).

В различных публикациях результаты сейсмических исследований представлены в виде так называемых типовых разрезов (моделей) земной коры, сводных сейсмологических разрезов, пересекающих крупные тектонические зоны, и сводных таблиц, в которых даны основные параметры крупных тектонических элементов.

Сравнение основных сейсмических параметров, полученных по опорным разрезам древних и молодых платформ, а также в пределах складчатых областей разного возраста (см., например, рис. 25, 34—36), ясно показывает, что многие параметры, отражающие вертикальную расслоенность земной коры по латерали, меняются совершенно независимо от границ геоструктур и тектонических комплексов. Транзитными по отношению к ним являются, например, такие основные параметры сейсмических разрезов, как мощность земной коры и отдельных ее слоев, соотношение мощностей слоев и число границ в слоях, пластовые скорости и градиент их изменения (Вольвовский, 1973; Беляевский,

1974; Крылов и др., 1970; Белоусов, Косминская, 1970; Гайнанов, 1968; и др.).

Некоторые параметры сейсмических разрезов обнаруживают явную связь с элементами земной коры, выделяемыми не по структурно-вещественным признакам, а по морфологии земной поверхности или рельефу кристаллического фундамента. По упомянутым выше сейсмическим параметрам, например, довольно отчетливо различаются щиты древних платформ, антеклизы и синеклизы, орогенные поднятия и впадины, сводовые поднятия и морские бассейны, континенты и океаны

Щиты древних платформ, по данным И. С. Вольвовского (1973), характеризуются значительным, почти в два раза, преобладанием мощности базальтового слоя над мощностью гранитного слоя, тогда как участки платформ, покрытые плитами, имеют практически равные мощности гранитного и базальтового слоев и небольшую мощность осадочного чехла. Разрезы дна океанов и морей, как известно, характеризуются нормальными мощностями базальтового слоя и почти полным отсутствием гранитного слоя, который здесь, как правило, компенсируется мощной водной или осадочной толщей.

Многие слои земной коры являются транзитными по отношению к океанической и континентальной коре. В последнее время появились данные о сходстве в физических характеристиках вещества не только слоев земной коры, но и верхней мантии под океаном и континентом (Белоусов, Косминская, 1970; Соловьев, Гайнанов, 1963; Павлов, Туезов, 1971; Милашин, 1971). Океанические и континентальные части земной коры не представляют собою элементы «единой систематики». Это классификационные, а не системные элементы; они аналогичны, например, морфологическим элементам земной коры — поднятиям и прогибам, антеклизам и синеклизам, щитам, сводовым поднятиям, морским депрессиям, горным цепям, равнинам и т. п.

Сопоставление вертикальных сейсмических разрезов (моделей) земной коры, полученных в зонах сочленения платформ и складчатых областей убеждает в том, что основные типы геоструктур земной коры не отличаются один от другого ни по содержанию слоев, ни по сейсмическим параметрам одного вертикального разреза. Вертикальные сейсмические разрезы земной коры в разных участках одной и той же платформы, например, могут различаться между собой больше, чем некоторые разрезы, относящиеся к разнотипным геоструктурам. Это значит, что сейсмические параметры отдельных вертикальных разрезов для геоструктур и тектонических комплексов не могут быть типовыми. Сейсмические модели геоструктур разного типа (геосинклинальных областей, древних и молодых платформ и т. д.) должны, очевидно, строиться с учетом пространственного изменения основных сейсмических параметров в объемах земной коры, занятых типовыми геоструктурами. Одним таким параметром, возможно, могла бы быть «объемная сейсмическая прозрачность», определенная по соответствующим коэффициентам рассеивания сейсмических волн. Однако сейсмическая прозрачность пока что определяется только для линейных отрезков (Галкин, Николаев, 1968; Беляевский, 1974).

Вещественный состав геофизических слоев разного ранга

Волновые и скоростные характеристики конкретных разрезов, определяющие континентальную, региональную и локальную расслоенность земной коры, свидетельствуют о некоторой зависимости пологих сейсмических границ от петрографического, минерального и химического состава структурных элементов Земли. В частности, на многих региональных примерах и в экспериментах доказано, что в этих границах отражаются:

1) структурные этажи осадочных толщ и изменения их литологического состава (Годин, 1969; Резанов, 1965; Моисеенко, 1971; и др.);

2) поверхности фронтов регионального метаморфизма разных степеней (Фотиади, 1958; Соллогуб, 1960; Борисов, 1967; Ризниченко, Косминская, 1963; Косминская, 1968; Чекунов, 1972; Афанасьев, 1973; и др.);

3) фазовые переходы и изменение химического состава в слоистых элементах Земли (Вернадский, 1965; Виноградов, 1962; Магницкий, 1965; Деменицкая, 1967; Белоусов, 1966, 1968; В. Соболев, 1964; Н. Соболев, 1968; Войткевич, 1973; и др.).

Глубоким бурением на структурах, предварительно разведанных детальными сейсмическими работами, установлено, что с увеличением глубины и мощности выделяемых геофизических слоев зависимость сейсмических границ от физических свойств конкретных горных пород осадочного происхождения (в частности, первичного петрографического состава слоев и пачек) явно теряется. Над свойствами отдельных типов горных пород начинают доминировать «интегральные» свойства более крупных слоистых тектонических единиц. Сейсмические разделы, получаемые внутри осадочных чехлов, более или менее уверенно коррелируются с литологическими горизонтами, представленными однородными петрографическими формациями. В первом приближении они здесь могут отвечать таким эмпирически полученным вещественным единицам, как карбонатная, терригенная и глинистая группы осадочных формаций (см. рис. 25, 27, 37).

На примере наложенных межгорных впадин, таких как впадина Митиджа в Тельской складчатой области, можно убедиться в том, что осадочные тектонические комплексы, залегающие непосредственно на метаморфических и гранитоидных комплексах, отчетливо вырисовываются «структурными» сейсмическими разделами. Иначе отражаются в сейсмических параметрах унаследованные межгорные впадины, прогибы и синклинории складчатых областей, такие как Шелифский прогиб на севере Алжира, Куринский прогиб на Кавказе и Большепитский синклинорий Енисейского кряжа. По мере увеличения глубины в сейсмических параметрах здесь все большее и большее отражение находят «дисперсные» свойства, связанные с постепенным переходом осадочных толщ в гранитно-метаморфические комплексы.

Увеличение скоростей сейсмических волн, определенных по годографам экспериментальных исследований, с глубиной и результаты сопоставления их с экспериментально полученными в лабораториях скоростями упругих волн позволяют считать, что верхняя часть консолидированной коры сложена «кислыми» магматическими и метаморфическими породами, нижняя — «базальтовыми», или «основными»; верхняя часть мантии, непосредственно под границей Мохоровичича,— породами типа перидотита, эклогита и дунита (Беляевский, 1974; Вольвовский, 1973; и др.). Поэтому конкретные сейсмогеологические разрезы земной коры (см. рис. 25, 34—36, 42, 44) состоят, как правило, 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 соответствует делению горных пород на такие эмпирически полученные «единицы вещества», как осадочные, кислые, основные и гипербазальные (ультраосновные, перидотитовые).

Сейсмические границы геосфер в отличие от границ слоев земной коры рассматриваются уже либо как контакты пород различного химического состава, либо как результат фазовых переходов, т. е. изменения структуры на минеральном уровне в условиях высоких температур и давлений. Такое представление о природе геосферных границ Земли вполне согласуется, в частности, с гипотезой зонного плавления (Вино-

градов, 1962). В вертикальном сечении такие границы будут достаточно плавными и нерезкими.

В связи с экспериментально и теоретически доказанной возможностью фазового перехода (переход, например, габбро в эклогит вблизи подошвы земной коры) и возможного изменения состава вещества (габбро — перидотит) появились достаточно обоснованные гипотезы о различной природе (фазовой и химической) поверхности Мохоровичича в разных районах. Возможность таких различий подтверждается изучением ксенолитов в кимберлитовых трубках. По В. С. Соболеву (1964) и Н. В. Соболеву (1968), например, верхняя часть мантии может быть образована как эклогитами, так и породами ультраосновного состава.

Экспериментальные данные дают основание считать, что фазовые переходы особенно широко развиты в нижней части земной коры в пределах континентов. Изменения физических свойств при таких фазовых превращениях должны происходить, согласно расчетам Г. С. Подера и К. Э. Гилл (1965), более или менее плавно в переходном слое значительной мощности. Если эти расчеты справедливы, то граница земной коры в пределах континентов в целом должна быть менее резкой и отчетливой по сравнению с океанами. Об этом свидетельствует и тот факт, что подошва земной коры на континентах часто проявляется в волновом поле как сейсмически слабая граница, с отношением скоростей 0,9—0,92 (Деменицкая, 1967; Вольвовский, 1973). Под океанами в низах коры термодинамические условия для перехода базальта в эклогит, судя по петрологическим данным (Грин, Рингвуд, 1967; Белоусов, 1966, 1968), отсутствуют. Раздел Мохоровичича здесь, по-видимому, обусловлен только изменением среднего минерального состава габбро.

Итак, между геофизическими слоями (геофизическими горизонтами, слоями земной коры и геосферами) и категориями, характеризующими вещественный состав слоистых структурных элементов Земли, намечается определенная связь: разным по рангу геофизическим слоям соответствуют структурные этажи, характеризующиеся различными категориями вещественного состава. Если геофизическим горизонтам осадочного слоя земной коры примерно отвечают латеральные ряды карбонатных, терригенных или глинистых формаций, то слоям земной коры — ряды «осадочных», «гранитно-метаморфических» и «базальтовых магматических» комплексов (см. рис. 32). Вся земная кора в целом представлена латеральным рядом геоструктур (см. рис. 1), которые резко отличаются от более глубоких геосфер по среднему минеральному составу. С увеличением ранга геофизических слоев практически возможная точность их корреляции с геологическими структурами Земли значительно уменьшается.

О фундаменте и чехле платформ

Первоначально понятия «фундамент» и «чехол» были введены для характеристики строения древних платформ. На щитах и в антеклизах древних платформ платформенный чехол, образованный преимущественно осадочными формациями, как правило, легко отделяется от фундамента, представленного древними метаморфическими комплексами. Эти два этажа здесь выделяются 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. Более того, раздел между ними совпадает с поверхностью регионального несогласия. На сейсмических профилях он более или менее строго отвечает границе осадочного и гранитного слоев земной коры. Таким образом, «чехол» и «фундамент» на отдельных участках платформ отвечают системным структурным элементам Земли — гранитно-метаморфическому и осадочному слоям земной коры.

Позже двухэтажное строение платформенных областей стали связывать с двумя этапами их развития: образование фундамента происходит в геосинклинальную стадию, в последующую стадию платформенного развития формируются отложения чехла. Понятия «фундамент» и «чехол» приобрели историко-геологический смысл. Вследствие этого на многих тектонических картах (Тектоника Европы, 1964; Международная тектоническая карта Европы, 1964; Тектоника Евразии, 1966) обособление фундаментов и чехлов осуществлено практически по времени «замыкания главного геосинклинального этапа», т. е. по смене геосинклинального этапа орогенным и платформенным (Яншин, 1965б, 1966; Херасков, 1967; Пущаровский, 1971). Естественно, что в ряде случаев, особенно на молодых платформах, обнаружилось, что нижняя граница осадочного чехла, проведенная по смене геосинклинального, орогенного и платформенного этапов осадконакопления, часто не имеет ясного физического смысла в конкретных разрезах и скважинах. Опыт составления карт показывает, что расчленение земной коры по структурно-вещественным признакам (выделение в ее составе системных структурных единиц) не может быть осуществлено в полной мере на моделях развития земной коры, разработанных на основе анализа истории осадконакопления с позиций классического учения о геосинклиналях и платформах.

В преобразовании вещества и структуры всей земной коры, а тем более Земли в целом, процессы осадконакопления и механическая деформация слоев (прогибы, инверсионные поднятия, перерывы, несогласия и складчатость) играют не такую уж доминирующую роль, какая им первоначально была приписана. Не менее важны здесь «встречные» процессы, идущие из глубоких недр Земли и приводящие к появлению фронтов метаморфизма, магматических интрузий, лав и т. п. Во времени и пространстве эти процессы не всегда совпадают с процессами седиментогенеза и складкообразования.

Известные в настоящее время типы соотношения между фундаментом и чехлом таковы, что не позволяют отделить чехол от фундамента в пределах всей платформы с точностью до слоя горной породы. В земной коре нет такой физической поверхности, при переходе через которую в любой точке платформы всегда резко менялся бы состав горных пород, т. е. проходила бы граница, например, между «осадочным» и «магматическим» фундаментом. Невозможно найти и такую единую поверхность раздела между фундаментом и чехлом, по которой повсеместно структура их на уровне слоев горных пород была бы различной, т. е. отвечала бы какой-нибудь одной поверхности несогласия.

Некоторые исследователи в связи с таким положением считают, что «классическим» разделом фундамента и чехла, обособляемого с позиций учения о геосинклиналях и платформах, пользоваться, по существу, невозможно, так как в ряде случаев так называемый технический фундамент, т. е. раздел между осадочными и магматическими породами, «...проходит в основании или внутри орогенного или реже внутри платформенного комплекса пород» (Шлезингер, 1974, с. 203). С этим нельзя полностью согласиться.

При расчленении земной коры по структурно-вещественным признакам практически лишь иногда приходится иметь дело с фундаментами и чехлами, в первом приближении отвечающими осадочному и гранитному слоям земной коры. Осадочный чехол конкретного участка платформы при таком подходе выступает как находящаяся в пределах данной платформы часть осадочного слоя коры. Граница между таким физическим фундаментом и чехлом в целом аналогична границам любых других слоистых элементов (системных структурных этажей) земной коры: на одних отрезках она может быть резкостной, на других — постепенной. Поэтому бесполезно искать некую «техническую» поверх-

ность, которая могла быть прослеженной повсеместно по смене горных пород во всех скважинах, пробуренных на платформе.

Физическая граница между фундаментом и чехлом всей платформы в целом выступает как некая «усредненная» или «сглаженная» поверхность, разделяющая тектонические комплексы разного типа. Тектонические комплексы, а не слои горных пород являются теми элементарными «структурными ячеями», латеральные ряды которых обособляются в этажи, отвечающие фундаменту и чехлу. Размеры тектонических комплексов и определяют ту степень точности, с которой практически можно повсеместно прослеживать поверхность фундамента и интерпретировать геологическую природу сейсмических границ, отвечающих осадочному, гранитному и базальтовому слоям земной коры.

Фундаменты и чехлы — это структурные этажи, которые могут быть как системными, так и классификационными элементами Земли. Для выделения их могут быть использованы различные признаки: структурные, петрографические, стратиграфическое положение, магматизм, метаморфизм, физические свойства, геофизические критерии и т. д. Системными элементами (компонентами единой систематики) фундаменты и чехлы платформ являются только в той мере, в которой признаки их выделения отражают структуру и состав, и только в тех случаях, когда они соответствуют осадочному, гранитному или базальтовому слоям земной коры.

ГЛАВА IV

ГЛАВНЫЕ КЛАССИФИКАЦИОННЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ЗОН СОЧЛЕНЕНИЯ ПЛАТФОРМ И СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Если в предыдущих главах рассматривались в основном системные структурные элементы, которые выделяются с целью расчленить земную кору (и Землю в целом) по структурно-вещественным признакам «без остатка», т. е. показать ее общую анатомию или архитектуру, то в этой главе на тех же региональных примерах рассматриваются классификационные структурные элементы. Они обособляются с другими целями. Попытаемся на основе анализа эталонных краевых структур сформулировать эти цели и представить, в соответствии с имеющимися эмпирическими данными, вариант общей целевой классификации краевых систем.

КРАЕВЫЕ СТРУКТУРЫ ДОКЕМБРИЙСКИХ ПЛАТФОРМ

На примере Сибирской платформы и путем сравнения ее с другими платформами устанавливаются два основных типа зон сочленения платформ с геосинклинальными (складчатыми) областями: перикратонные геосинклинальные системы — развивающиеся вдоль опущенных краев платформ части складчатых областей — и перикратонные геоантиклинальные системы, развивающиеся на приподнятых (по фундаменту) участках окраин древних платформ (Косыгин, Башарин, Берзин и др., 1968).

Перикратонные геосинклинали и геосинклинальные системы

Докембрийские перикратонные геосинклинали (многогеосинклинальные комплексы) представляют собой глубокие (до 14—15 км) прогибы или системы прогибов. Они характеризуются длительным развитием и общностью петрографического состава разрезов со смежными участ-

ками докембрийского чехла платформы. В их пределах к периферии платформы метаморфический цоколь погружается, увеличивается степень дислоцированности чехла и изменяется структура формационных рядов. Перикратонные геосинклинали, как правило, продолжаются на платформе в виде авлакогенов и перикратонных прогибов в понимании А. А. Богданова, М. В. Муратова и В. Е. Хаина (1963). В пределах складчатой области перикратонные геосинклинали часто соприкасаются с мощными ортогеосинклинальными и эвгеосинклинальными комплексами, представленными терригенно-вулканогенными протерозойскими осадочными и метаморфическими толщами. От этих комплексов они отделяются глубинными разломами — офиолитовыми поясами. Перикратонные геосинклинали являются элементом «двойных», или «бинарных», структур ограничения древних платформ. С их помощью показываются общие черты в истории осадконакопления на окраинах платформ и в прилегающих к ним многеосинклиналях, заложенных на опущенных краях общего для них кристаллического фундамента — гранитно-метаморфического слоя земной коры.

Перикратонные геосинклинальные системы и геосинклинали различаются по форме и размерам, характеру структурного расчленения, степени метаморфизма отложений и развитию 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.

Системы сибирского типа (Патомская, Енисейская) имеют зональное строение и треугольную форму в плане. Они вдаются в тело платформы и продолжаются в ее пределах в виде авлакогенов. Здесь выделяются внутренние, приплатформенные, и внешние рифейские прогибы, которые в современной структуре представлены широкими синклинориями, разделенными поднятиями — антиклинориями; в ядрах последних выходят метаморфические толщи нижнего протерозоя.

Внутренние прогибы, непосредственно примыкающие к платформе, выполнены карбонатными и терригенными толщами резко повышенной по сравнению со смежными участками плиты мощности. Увеличение мощности сопровождается увеличением полноты стратиграфического разреза. В Ангаро-Питском синклинории Енисейского кряжа и в докембрийском Туруханском комплексе (см. рис. 2—4, гл. II) увеличение общей мощности рифейских отложений происходит, например, в основном за счет появления верхних свит, отсутствующих на платформе. Увеличение же общей мощности рифейских отложений Патомской системы в районе западного склона Алданского щита связано с наращиванием верхнепротерозойского разреза снизу.

Во внешних прогибах перикратонных систем, в центральных синклинориях складчатых областей, таких как Большепитский синклинорий Енисейского кряжа, разрезы рифейских отложений еще более полные и мощные, чем во внутренних (приплатформенных) прогибах. Наряду с формациями, прослеживающимися почти без изменения с платформы, здесь среди мощных аспидных и флишоидных песчано-сланцевых толщ появляются эффузивы. Рифейские отложения в таких внешних по отношению к платформе прогибах местами сильно дислоцированы, метаморфизованы (до амфиболитовой фации) и гранитизированы. Для них характерны батолитоподобные дискордантные и конкордантные интрузии гранитоидов, сопровождающиеся инъекционными гнейсами и мигматитами, и слюдоносные пегматиты позднерифейского возраста. К перикратонным геосинклиналям их относят при палеотектонических реконструкциях, когда требуется подчеркнуть былое сходство первично-осадочных толщ с чехлом соседней платформы.

Перикратонные системы сибирского типа существовали с начала протерозоя. В их пределах устанавливаются метаморфические толщи

с абсолютным возрастом 2 млрд. лет и более, возникшие преимущественно за счет песчано-глинистых осадков.

Патомская система уже в рифейское время была расчленена на внутренний и внешний прогибы, разделенные разломом с гранитами, кислыми эффузивами и субвулканическими интрузиями граносиенитов с абсолютным возрастом 1400—1620 млн. лет (Салоп, 1964—1967). Перикратонные геосинклинали Патомской складчатой области с южной стороны ограничены разломами Муйского офиолитового пояса, с которыми связаны нижнепротерозойские габбронды, гипербазиты и основные эффузивы и верхнепротерозойские многофазные габбро-перидотит-дунитовые и гранитные интрузии. Эти разломы остаются активными и сопровождаются магматической деятельностью в раннем палеозое. Аналогичные разломы намечают ограничение перикратонных геосинклиналей (многогеосинклинальных комплексов) на западе Енисейской области вдоль долины Енисея.

Послепротерозойская история Патомской и Енисейской перикратонных систем различна. В конце протерозоя на месте перикратонных геосинклиналей Енисейского кряжа возникло поднятие, которое в раннем кембрии было перекрыто платформенным чехлом, тогда как Патомская система продолжала прогибаться и в раннем кембрии.

Системы уральского типа (Уральская, Аделаида, Северо-Цинлинская и др.) характеризуются, по Ю. А. Косыгину, А. К. Башарину, Н. А. Берзину и др. (1968), более простым строением. Они протягиваются вдоль окраин платформ на расстоянии от 1000 до 2500 км при ширине от 70 до 600 км. В продольном направлении системы уральского типа распадаются на крупные четковидно расположенные прогибы: Южно-Уральский, Средне-Уральский и др.

Мощность рифейских отложений в системах этого типа достигает 14—15 км, сокращаясь на смежных участках платформ до первых сотен метров. В Уральской и Северо-Цинлинской системах по направлению к платформам, так же как и в системах сибирского типа, сокращается полнота разреза верхнепротерозойских отложений за счет выклинивания нижних горизонтов. Одновременно уменьшается мощность свит и серий, внутри которых появляются дополнительные перерывы и несогласия. В приплатформенных разрезах преобладают песчанистые породы над карбонатными и не выдержана ритмичность.

Во внешних по отношению к древней платформе частях систем уральского типа появляются основные и средние эффузивы. В Уральской системе и системе Аделаида имеются мощные спилитовые толщи, а в Северо-Цинлинской системе — преимущественно андезитовые эффузивы.

От перикратонных систем уральского типа почти под прямым углом отходят по нескольку узких прогибов, вдающихся на сотни километров в глубь платформы. Эти прогибы выполнены рифейскими отложениями повышенной мощности (до 2—3 км и более) по сравнению с прилегающими участками плиты. Они могут рассматриваться как авлакогены (Абдуллинский и Камско-Бельский Уральской системы, Амадеус, Нелпя и другие системы Аделаиды).

Перикратонные геосинклинальные системы уральского типа распространены значительно шире систем сибирского типа. К уральскому типу, видимо, следует относить перикратонную геосинклинальную систему, намечающуюся вдоль западного ограничения Северо-Американской платформы. Здесь, в районе Скалистых гор, гор Пёрсел, Селкерк, Уинермир и др., обнажены отложения (серия белт), мощности которых увеличиваются с 3—4 км в предгорьях Скалистых гор до 15—16 км в горах Селкерк и до 25—30 км (?) в районе Салмо Британской Колумбии. Карбонатные отложения при этом замещаются терригенными с основными лавами.

К уральскому типу близки перикратонные геосинклинальные системы, устанавливающиеся вдоль окраин Грампианской геосинклинали в Шотландии, Гренландии, Скандинавии и на Восточном Шпицбергене. Эти системы, имеющие ширину 100—150 км и, вероятно, огромную протяженность (до 3000 км), располагаются на склонах щитов. Разрезы перикратонных комплексов характеризуются преобладанием грубых терригенных осадков, мощность которых на платформе редко превышает первые километры (Тектоника Европы, 1964). По мере удаления от платформы мощности резко возрастают, а структура и состав комплексов приобретают эвгеосинклинальный облик. Докембрийские осадочные толщи этой системы согласно наращиваются нижнепалеозойским комплексом Грампианской геосинклинали.

Перикратонные геоантиклинальные системы

Докембрийские перикратонные геоантиклинальные системы (Восточно-Саянская и Алданская) обособляются в качестве краевых структур вдоль края Сибирской платформы на участках приподнятого положения фундамента (Косыгин, Башарин, Берзин и др., 1968).

Геоантиклинальные системы состоят из обширных архейских выступов и глыб, разделенных узкими грабенами. Грабены выполнены нижнепротерозойскими интенсивно дислоцированными терригенными и вулканогенно-терригенными толщами мощностью до 10—14 км, метаморфизованными в целом в зеленосланцевой фации.

Для геоантиклинальных систем характерны многочисленные длительно живущие разрывные нарушения, тесно связанные с краевыми глубинными разломами. Восточно-Саянский и Южно-Алданский краевые разломы, например, представляют собой глубинные зоны дробления, выраженные поясами милонитов и зеленосланцевых диафторитов шириной до 10—20 км, к которым примыкают линейно-вытянутые архейские глыбы, а также грабены и приразломные прогибы; последние выполнены вулканогенно-осадочными комплексами. С этими краевыми разломами связаны докембрийские гипербазиты, анортозиты, габброиды и граниты с абсолютным возрастом от 2 млрд. до 600 млн. лет, а также более молодые магматические проявления. От главных разломов под разными углами отходят оперяющие разломы, прослеживающиеся на сотни километров в пределах платформы. Так, от Восточно-Саянского главного краевого разлома ответвляются разломы северо-западного простирания, ограничивающие раннепротерозойские грабены — Урикско-Ийский и Онотский. Сложные сети этих разломов, сформированные в докембрии, весьма устойчивы во времени (Берзин, 1968; Забродин, 1974).

Вдоль южного и западного обрамления Сибирской платформы перикратонные геосинклинальные и геоантиклинальные системы чередуются, будучи по простиранию структурно тесно связанными. Общим для обоих типов систем является наличие архейского цоколя (гранитного слоя земной коры), степень раздробленности которого с удалением от платформы возрастает. Зоны разломов, отделяющие перикратонные геосинклинали и геоантиклинали от центральных (эвгеосинклинальных) частей складчатой области, соединяясь друг с другом, образуют протяженные цепи — метаморфические и вулканические пояса. С такими зонами разломов связаны неоднократные внедрения гранитных масс в пределах как перикратонных геоантиклинальных, так и геосинклинальных систем (Бирюсинский разлом Восточно-Саянской системы и Татарская зона разломов Енисейской системы).

Пространственные соотношения докембрийских комплексов в перикратонных геоантиклинальных и геосинклинальных системах также свидетельствуют об их тесной структурной связи. Смена перикратонных

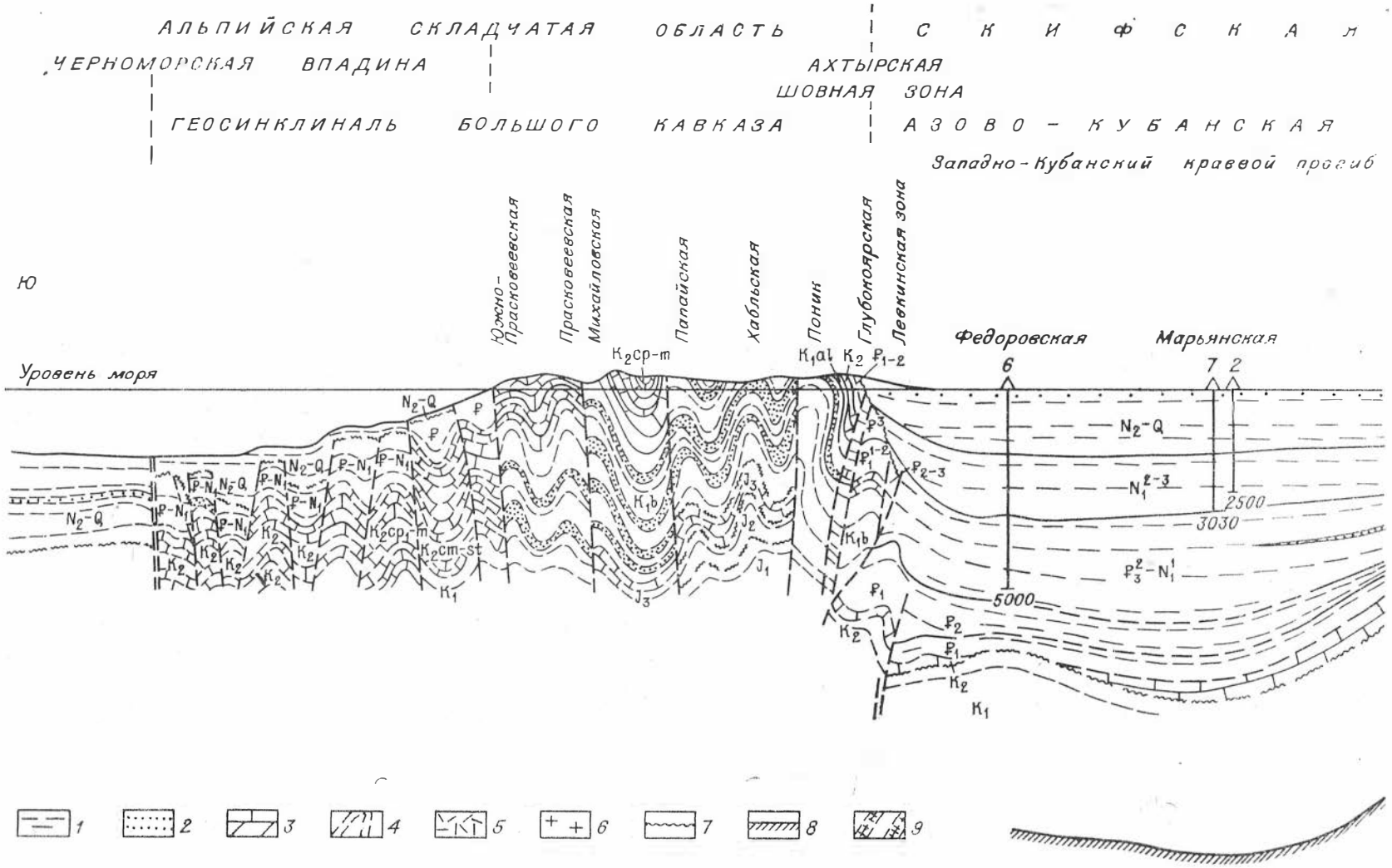
геоантиклинальных систем геосинклинальными осуществляется в целом постепенно. Однако при наличии поперечных длительно развивавшихся зон разломов между ними возможны и резкие переходы; примером может служить переход от Алданской к Патомской системе вдоль западной окраины Чарской глыбы Алданского щита.

Существование различных типов ограничений докембрийских платформ может быть связано с различным характером дробления архейского цоколя в их периферических частях. Глубинным разломам принадлежит ведущая роль в обособлении участков земной коры, занятых древними платформами и складчатыми (орогенными, подвижными) ее блоками. Особенности перикратонных геосинклинальных систем сибирского типа связаны с существованием крупных поперечных глубинных разломов, пересекающих границу платформы и складчатой области.

СТРУКТУРА ПРЕДКАВКАЗСКОЙ И ПРЕДСКИФСКОЙ КРАЕВЫХ СИСТЕМ

Принято считать, что молодая Скифская платформа сопряжена с древней Европейской платформой по глубинным разломам, без передовых прогибов, а с альпийской геосинклинальной областью юга европейской части СССР — по разломам и по системе сопровождающих их прогибов, наложенных на южную краевую часть молодой платформы (Мирчинк, Крылов, Летавин, Маловицкий, 1963; Дубинский, Сытин, Чихачев, 1965; Успенская, Судариков, 1963; Крылов, 1971; Львовский и др., 1971; Тектоническая карта СССР. . ., 1957; Тектоника Евразии, 1966; Тектоника Европы, 1964; Гарецкий, 1972; Арбатов и др., 1973). На самом деле в состав краевых систем Скифской платформы входит еще мезозойско-кайнозойский плитный комплекс, который на отдельных участках (рис. 37), в частности над Ейской краевой зоной разломов, проходит от одной платформы к другой, практически не меняя своей мощности и состава. При ближайшем рассмотрении опубликованных вариантов выделения краевых систем в Предкавказье и на других участках Альпийской складчатой области и Скифской платформы оказывается, что в качестве краевых систем, в соответствии с различными целями, обособляются структурно-вещественные единицы земной коры разного ранга. На картах они изображаются особым знаком, во-первых, для усиления контрастности границ, во-вторых, для показа тесных историко-генетических и структурных связей между соседними геоструктурами. На тектонических картах Европы (Тектоника Европы, 1964), Евразии (Тектоника Евразии, 1966), например, контрастность северной границы Скифской платформы достигается изображением Предскифской системы краевых разломов — Главного Северного надвига Донбасса и его восточного продолжения, Ейской зоны разломов вдоль южной окраины Ростовского выступа и разлома Георгиевского гирла в устье Дуная. Южная граница упомянутой молодой платформы на этих картах подчеркивается Предкавказской краевой системой, которая на интересующем нас отрезке состоит из Ахтырской шовной зоны и Западно-Кубанского краевого прогиба, входящего в состав Азово-Кубанской впадины и в состав еще более крупного, охватывающего весь осадочный чехол молодой платформы, Индоло-Кубанского передового прогиба (см. табл. 5). Такого рода краевые системы ограничений, представленные сочетанием краевых швов с краевыми прогибами, в СССР впервые были выделены А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским (1933) и получили дальнейшее развитие в работах А. Д. Архангельского и др. (1937), А. А. Богданова (1955), Ю. М. Пущаровского (1959) и др.

Иное множество структурных элементов объединяется в краевую систему при объемном тектоническом расчленении, когда требуется по-


АЛЬПИЙСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ
СКИФСКАЯ
ЧЕРНОМОРСКАЯ ВПАДИНА
АХТЫРСКАЯ ШОВНАЯ ЗОНА
ГЕОСИНКЛИНАЛЬ БОЛЬШОГО КАВКАЗА
АЗОВО-КУБАНСКАЯ
Западно-Кубанский краевой прогиб
Ю
Южно-Прасковеевская
Прасковеевская
Михайловская
Папайская
Хабльская
Понин
Глубоноярская
Левкинская зона
Федоровская
Марьянская
Уровень моря
6
7
2
2500
3030
5000
1 2 3 4 5 6 7 8 9

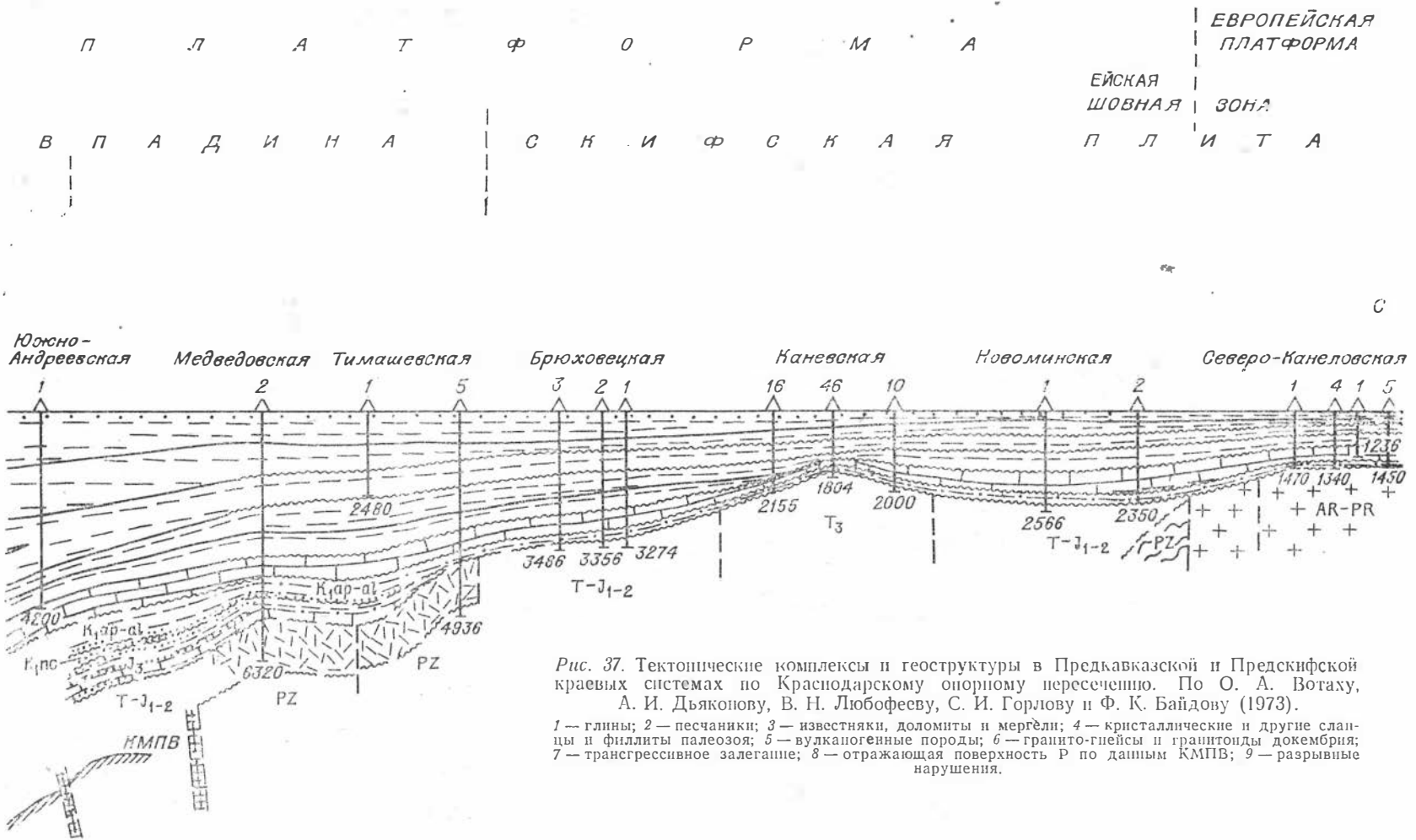


Рис. 37. Тектонические комплексы и геоструктуры в Предкавказской и Предскифской краевых системах по Краснодарскому опорному пересечению. По О. А. Вотаху, А. И. Дьяконову, В. Н. Любофееву, С. И. Горлову и Ф. К. Байдову (1973).

1 — глины; *2* — песчаники; *3* — известняки, доломиты и мергели; *4* — кристаллические и другие сланцы и филлиты палеозоя; *5* — вулканогенные породы; *6* — гранито-гнейсы и гранитоиды докембрия; *7* — трансгрессивное залегание; *8* — отражающая поверхность Р по данным КМПВ; *9* — разрывные нарушения.

казать, например, структурные или исторические связи всех этажей Скифской платформы с элементами соседних геоструктур, а не просто «проявить» ее границы. Как в Предкавказскую, так и в Предскифскую краевую систему в этом случае включаются все тектонические комплексы находящиеся на стыке (в торце) складчатой области и платформы (см. рис. 25, 26). В торцовую краевую систему альпийского структурного этажа Предкавказья должны включаться, например, главный геосинклинальный комплекс Большого Кавказа, Ахтырская шовная зона, Азово-Кубанская впадина и все осложняющие их элементы меньшего ранга. Таковым является Западно-Кубанский краевой прогиб, выполненный олигоцен-неоген-антропогеновой группой формаций (рис. 38). Граница северо-западного погружения Большого Кавказа и Западно-Кубанского краевого прогиба выражена Ахтырской шовной зоной, а северная граница краевого прогиба — флексурой в слоях палеогена и неогена над зоной Новотитаторовского разлома, установленного по геофизическим данным. Общая мощность мезозойско-кайнозойских формаций в Азово-Кубанской впадине превышает 12 км (см. рис. 25, 37).

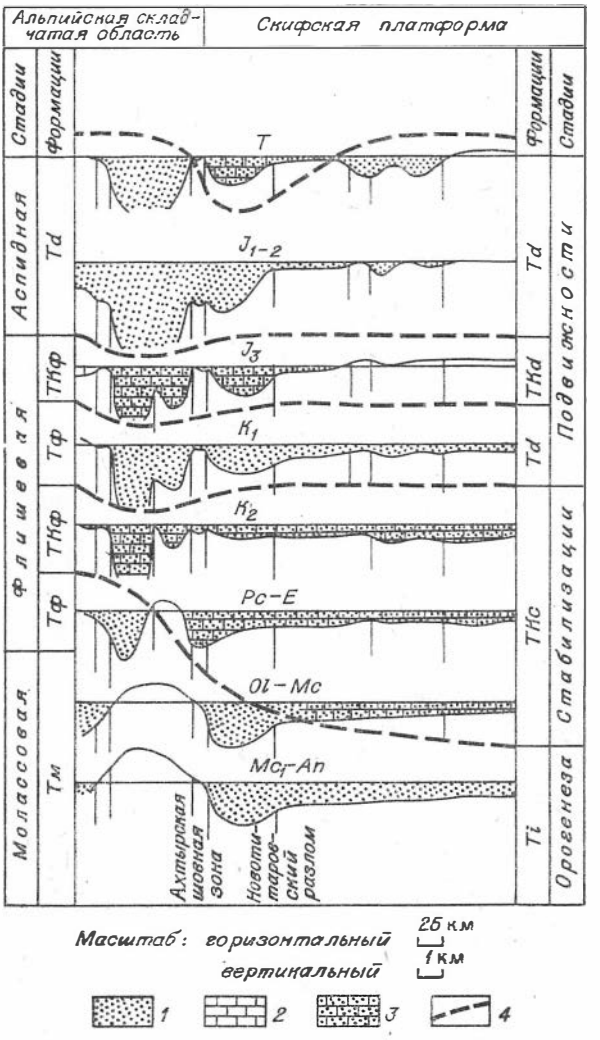


Рис. 38. Схема изменения мощностей, структуры и петрографического состава формаций по этапам геологической истории Западного Кавказа и Предкавказья. Палеопрофили по линии Сочи — Лабинск — Армавир — Расшеватская даны по А. Г. Алексину, А. Н. Шарданову и др. (1973).

1—3 — петрографические группы формаций: *1* — терригенная, *2* — карбонатная, *3* — терригенно-карбонатная; *4* — границы одинаковых по составу формационных групп. Буквами обозначены различные типы формаций, различающиеся по структуре и петрографическому составу.

В современном структурном плане (по миоценовым горизонтам) Западно-Кубанский прогиб разделен Анастасиевско-Троицкой антиклинальной зоной на две мегасинклинали: Славянско-Рязанскую на севере и Адагумо-Афипскую на юге (Алексин и др., 1973). Вдоль южного борта последней протягиваются антиклинальные зоны. В этих антиклинальных зонах развиты криптодиапировые складки, связанные с нагнетанием пластичных глин майкопской серии в своды антиклиналей. Адагумо-Афипская мегасинклиналь и Анастасиевско-Краснодарская антиклинальная зона на западе смыкаются со структурами Керченско-Таманского поперечного прогиба, южный край которого наложен на мезозойский комплекс (см. рис. 5).

Южная и северная краевые системы Скифской платформы относятся к разным типам торцовых краевых систем: расположенная на юге Предкавказская — к краевым системам складчатых областей, а северная Предскифская — к плитным краевым системам в понимании О. А. Вотаха, Э. И. Сафарова, Б. М. Полухтовича, И. В. Геника (1969). Предскифская краевая система от Предкавказской отличается особым структурным элементом — альпийской Скифской плитой, которая перекрывает обе платформы — древнюю и молодую одновременно. Мезозойско-кайнозойский плитный комплекс Скифской платформы распространяется далеко на север и входит также в состав чехла Европейской платформы. Географически обособленные участки этой альпийской плиты на юге СССР носят различные региональные названия: Молдавская, Скифская и Туранская плиты (см. рис. 11—12, 37).

Земная кора в зоне сочленения разновозрастных платформ на юге европейской части СССР имеет, как и во многих других районах, этажное строение, при котором структурные элементы соседних геоструктур залегают один на другом с частичным или полным перекрытием (см. рис. 26, 37). При тектоническом районировании таких краевых систем, как Предскифская, встречаются особые трудности. Дело в том, что одноярусные элементы, обычно показываемые на тектонических картах, не отражают структуру сочленения в целом: границы, проведенные по нижним этажам, территориально не совпадают с границами, проведенными в верхних этажах.

На тектонических картах Европы (Тектоника Европы, 1964) и Евразии (Тектоника Евразии, 1966), например, между древними и молодыми платформами на погруженных участках проведены разломы, т. е. выделены шовные краевые системы, по обе стороны от которых показаны разные чехлы с присвоенными им разными цветовыми обозначениями. Такое изображение тоже неточно в том отношении, что оставляет впечатление о существовании здесь границы, прослеживаемой во всех этажах осадочного слоя и земной коры в целом. Между тем на построенных по опорным скважинам профилях (см. рис. 5—10, 37) видно, что такой «сквозной» границы в зоне сочленения Европейской и Скифской платформ в пределах Предкавказья и Юго-Западной Украины нет. Структурная граница существует лишь в нижнем этаже, тогда как весь верхний (альпийский) структурный этаж является транзитным. Образования этого этажа в одинаковых или близких формациях распространены по обе стороны от разлома как на древней, так и на молодой платформе, на что уже обращалось внимание Р. Г. Гарецким, А. Е. Шлезингером и А. Л. Яншиным (1965).

Проведенное по опорным профильным разрезам краевых систем Скифской платформы (см. рис. 5—10, 27, 37) сопоставление формационного состава комплексов показало, что в латеральных рядах тектонические комплексы разного типа отличаются один от другого главным образом своей структурой, а не петрографическим составом (см. также гл. II). Типичными чертами «платформенных формаций», как их понимают Н. С. Шатский, Ю. А. Косыгин, А. В. Пейве и др. (1951), обладает только северная часть чехла Скифской платформы — ее плита, формации которой спокойно залегают на больших площадях, имеют значительную выдержанность фаций и мощностей по простиранию при быстрой сменяемости их в вертикальном разрезе. Южные окраины этой плиты, будучи вовлеченными в альпийское и новейшее, неоген-четвертичное, горообразование, превращены в амагматические орогенные впадины — Азово-Кубанскую и Терско-Каспийскую, которые по своему положению на границе платформы и складчатой области и типам связи с соседними элементами являются краевыми. От типичных платформенных структурных элементов (плитных комплексов чехла) они отличаются тем, что имеют «орогенную» структуру, а от других орогенных впадин —

амагматичностью тектонических комплексов. Магматические образования в таких орогенных впадинах если и встречаются, то в виде незначительных примесей — акцессорных формаций, по К. В. Боголепову (1970). Поэтому указанные впадины выделены в особый тип элементарных тектонических комплексов ряда «орогенные впадины» (см. рис. 32, гл. III). Чтобы подчеркнуть петрографическое сходство их с плитными комплексами (с ними они находятся в одном петрографическом ряду «осадочных» тектонических комплексов), а структурное — с орогенными впадинами, эти амагматические орогенные комплексы названы *ороплинтами*. Комплексы такого типа встречаются также в составе осадочного чехла складчатых областей. Важная роль осадочных чехлов в структуре складчатой области у нас стала признаваться сравнительно недавно (Муратов, 1971). В связи с этим вряд ли будет правильным считать, что наиболее характерной особенностью тех геоструктурных элементов земной коры, которые в работах Н. С. Шатского (1963—1965), А. Л. Яншина (1965а, б, 1966), Р. Г. Гарецкого (1972) и др. называются молодыми платформами, а у Ю. М. Шейнманна (1959), Т. Н. Спижарского (1973) и др. — областями завершенной складчатости, является наличие фундамента и чехла.

Такая характеристика платформ и складчатых областей верна лишь в первом приближении. Она была вполне удовлетворительной на первых этапах изучения, когда проводилось тектоническое районирование поверхности земной коры. Осадочный чехол Скифской платформы, как и многих других платформ, с поверхности действительно представляется в виде сплошного монолитного покрова, морфологически выраженного широкой равниной. По такому признаку, в сущности, были выделены все плиты: Скифская, Туранская, Западно-Сибирская и т. д. Однако по мере внедрения принципов объемного тектонического расчленения по структурно-вещественным признакам становится все более и более очевидным гетерогенное строение этих перекрытых плитами территорий. В них, наряду с настоящими плитами в упомянутом выше смысле, стали обнаруживаться элементы осадочного чехла складчатой области, т. е. орогенные впадины, отвечающие ранним стадиям развития молодых платформ (Бочкарев, 1973; Рудкевич, 1969; и др.). Получилось, что, с одной стороны, молодые платформы могут выделяться либо в особую категорию платформ, либо в особую категорию складчатых областей — область завершенной складчатости, по Ю. М. Шейнманну (1959); с другой стороны, сами складчатые области по наличию у них осадочного чехла — чехлов срединных массивов, межгорных впадин и прогибов — оказалось возможным рассматривать в качестве особого — бесплитного класса молодых платформ (Вотах, Соловьев, 1970; Алиев, Шихалибейли и др., 1970). Следовательно, в зонах сочленения древних и молодых платформ со складчатыми областями не происходит выклинивания осадочного чехла и кристаллического фундамента. Детальное изучение структуры Предкавказской и Предскифской краевых систем (см. рис. 5—10, 25—27, 37) показало, что границы между складчатой областью, молодой и древней платформами выделяются как некоторые зоны смены характера вертикальной и латеральной дифференцированности крупных блоков земной коры.

ПРЕДТЕЛЬСКАЯ И ПРЕДАТЛАССКАЯ КРАЕВЫЕ СИСТЕМЫ СЕВЕРНОГО АЛЖИРА

Выявленные на территории Северного Алжира типы строения краевых систем полностью не вписываются в известные типы краевых структур ограничения складчатых областей и платформ (Алиев, Шихалибейли, Саид, Ахмедов, Вотах, Гасанов, Морозов, 1970; Ахмедов, Вотах, Гасанов и др., 1973). Помимо классических типов краевых си-

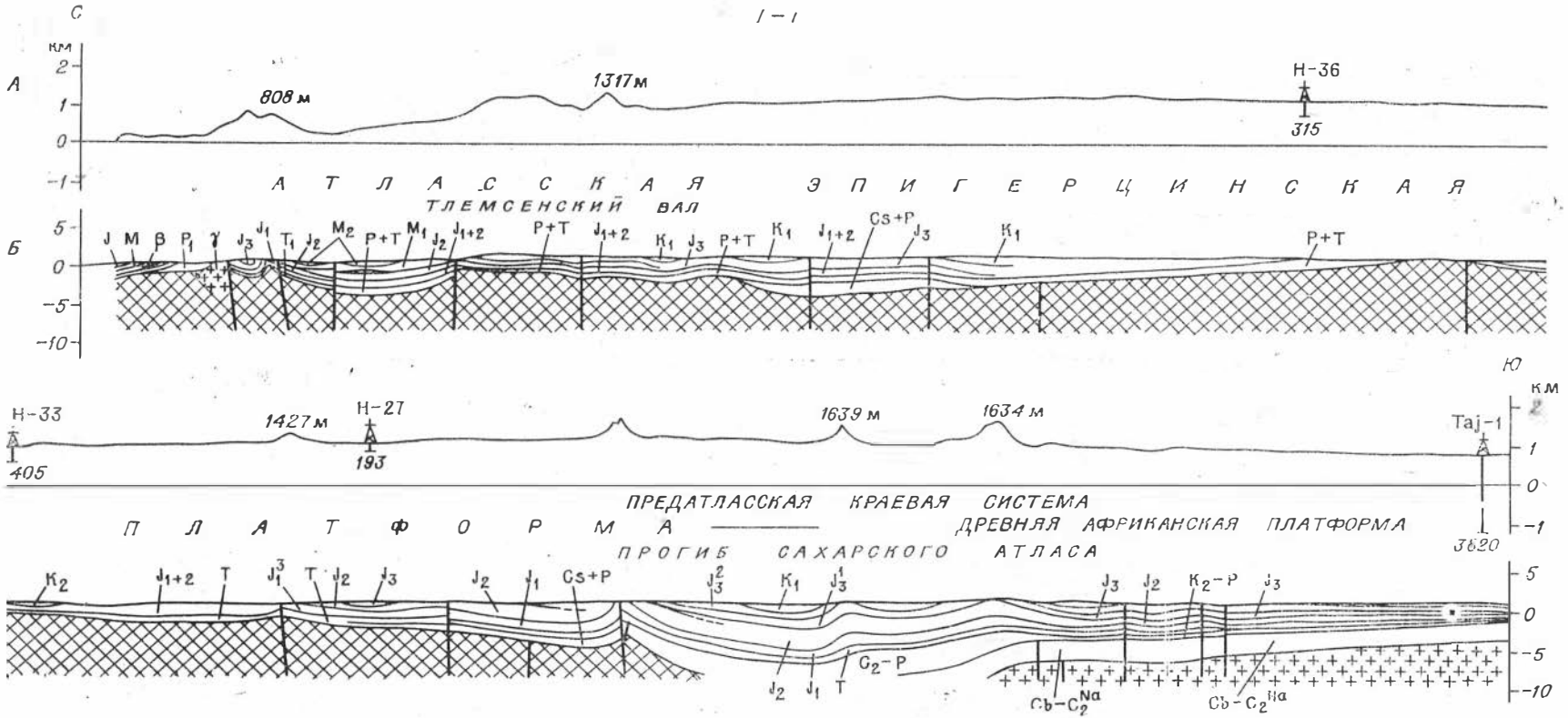
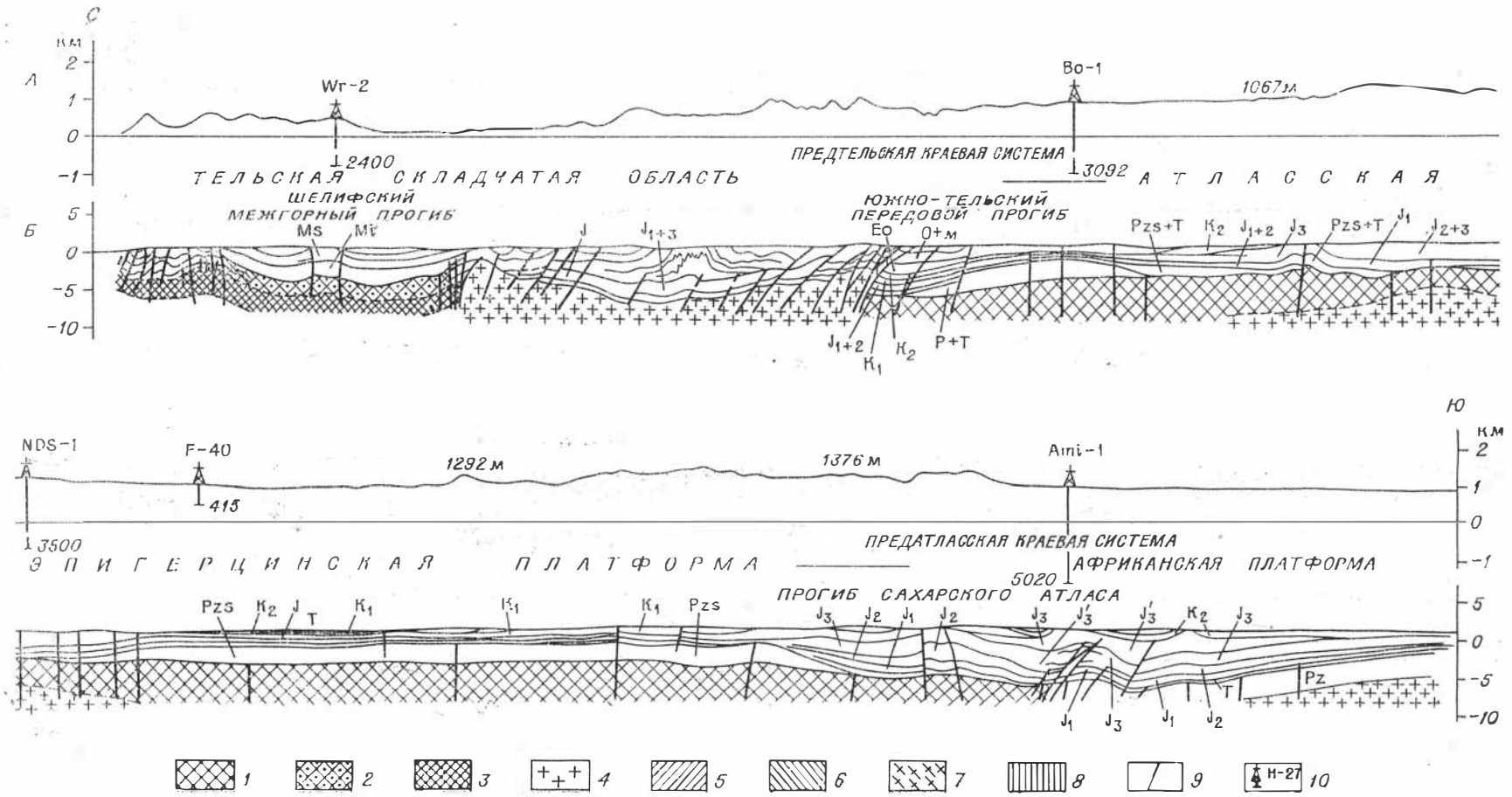


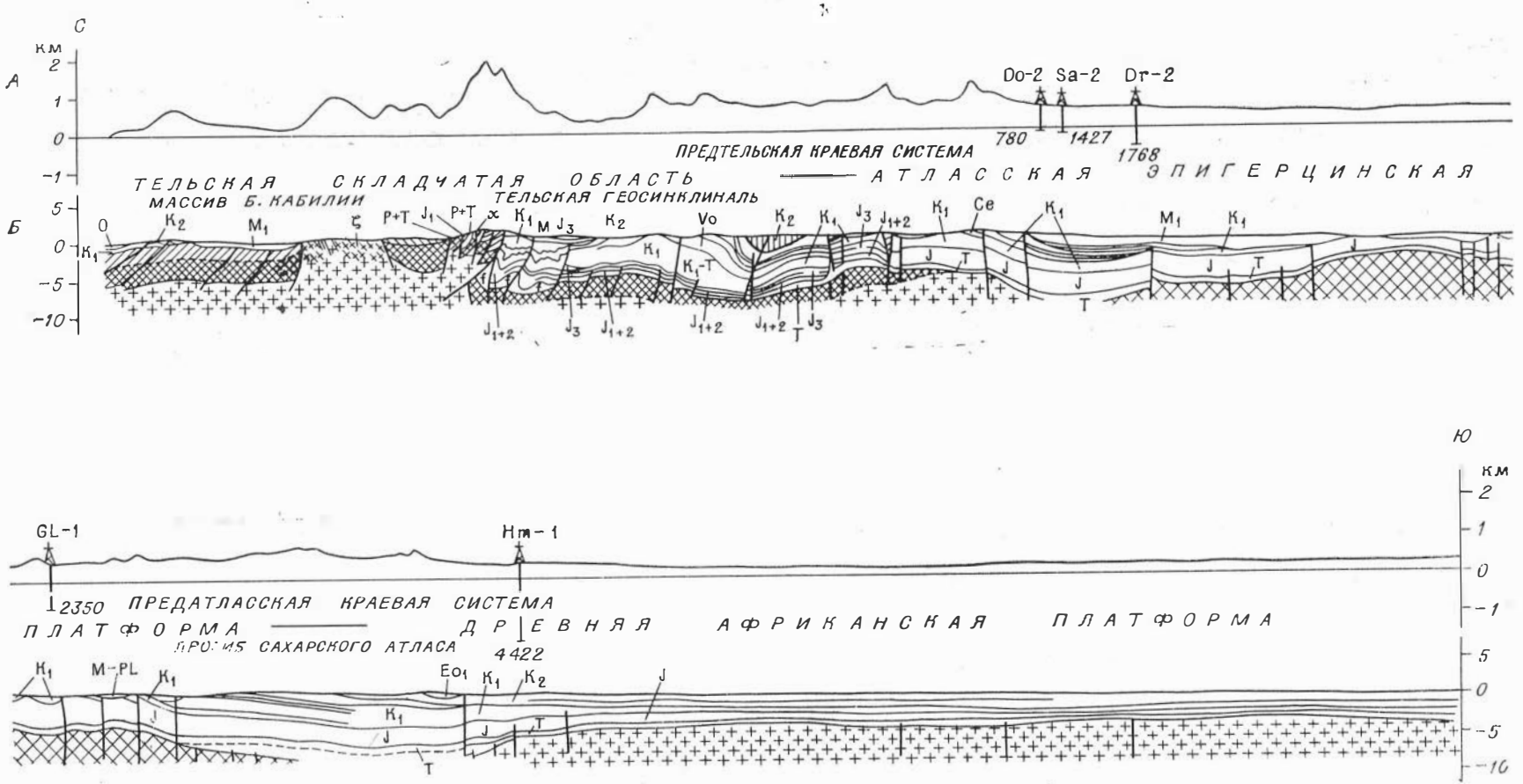
Рис. 39. Геологический разрез Северного Алжира по Ксурскому (линия I—I на рис. 11 и 28) и Амурскому (линия II—II на рис. 11 и 28) опорным пересечениям. Составили О. М. Ахмедов, О. А. Вотах и А. П. Морозов, 1971.

А и Б — соответственно геоморфологический и геологический профили. *1* — геосинклинальные комплексы (молодые складчатые системы) в фундаментах молодых платформ; *2* — они же, в фундаменте межгорных прогибов; *3* — пестрые парагенезы метаморфических пород — протогеосинклинали; *4* — гранито-гнейсовый цоколь складчатых областей и фундамент древней платформы; *5* — комплекс метаморфических сланцев северной части срединного массива Большой Кабилии; *6* — он же, в южной части массива; *7* — гнейсовый комплекс в ядре этого массива; *8* — покровы, *9* — разломы; *10* — скважины, спроектированные на профиль.

II — II


С
км
А
2
1
0
-1
Wr-2
2400
Bo-1
1067м
3092
ТЕЛЬСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ
ПРЕДТЕЛЬСКАЯ КРАЕВАЯ СИСТЕМА
АТЛАССКАЯ
ШЕЛИФСКИЙ МЕЖГОРНЫЙ ПРОГИБ
ЮЖНО-ТЕЛЬСКИЙ ПЕРЕДОВОЙ ПРОГИБ
Б
5
0
-5
-10
Ms
Mt
J
J1+3
Eo
O+м
Pzs+T
K2
J1+2
J3
Pzs+T
J1
J2+3
J1+2
K1
K2
P+T
Ю
км
NDS-1
F-40
1292 м
1376 м
Ami-1
415
3500
ЭПИГЕРЦИНСКАЯ ПЛАТФОРМА
ПРЕДАТЛАССКАЯ КРАЕВАЯ СИСТЕМА
АФРИКАНСКАЯ ПЛАТФОРМА
ПРОГИБ САХАРСКОГО АТЛАСА
5020
Pzs
K2
J
T
K1
K1
K1
Pzs
J3
J2
J1
J2
J3
J'3
J'3
K2
J3
T
Pz
J1
J3
J1
J2
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
К-27

III – III


С
км
2
1
0
-1
А
Do-2
Sa-2
Dr-2
780
1427
1768
ПРЕДТЕЛЬСКАЯ КРАЕВАЯ СИСТЕМА
ТЕЛЬСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ
АТЛАССКАЯ ЭПИГЕРЦИНСКАЯ
МАССИВ Б. КАБИЛИИ
ТЕЛЬСКАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬ
Б
5
0
-5
-10
Ю
км
2
1
0
-1
GL-1
Hm-1
2350
ПРЕДАТЛАССКАЯ КРАЕВАЯ СИСТЕМА
ПЛАТФОРМА
ДРЕВНЯЯ АФРИКАНСКАЯ ПЛАТФОРМА
ПРОГИБ САХАРСКОГО АТЛАСА
4422
5
0
-5
-10

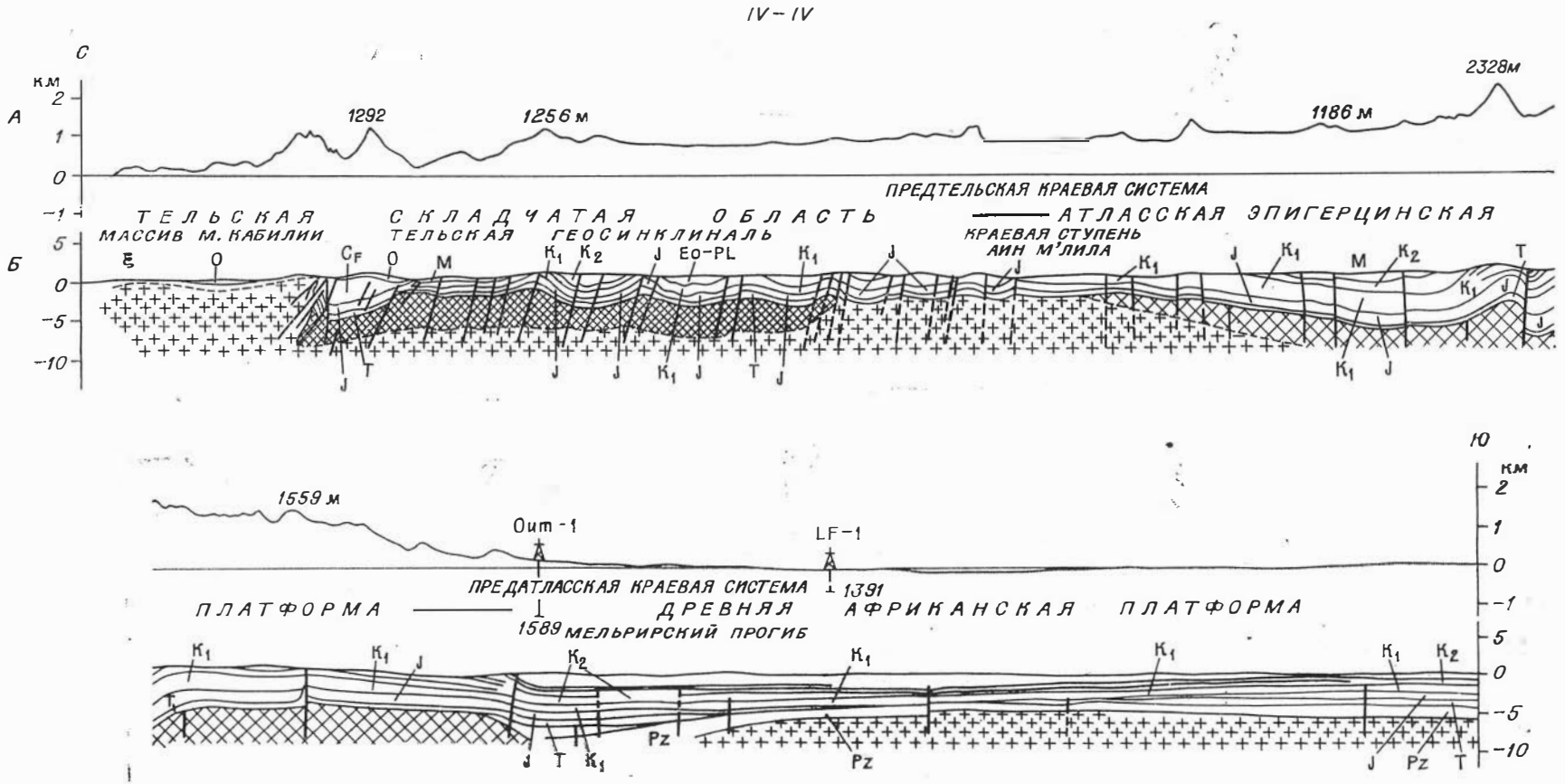


Рис. 40. Геологический разрез Северного Алжира по Кабильскому (линия III—III на рис. 11 и 28) и Константиновскому (линия IV—IV на рис. 11 и 28) опорным пересечениям. Составили О. М. Ахмедов, О. А. Вотах и А. П. Морозов, 1971. Усл. обозн. см. на рис. 39.

стем ограничения (по краевому прогибу, краевому шву или сочетанию краевого шва и прогиба) здесь, как и на юге европейской части СССР, имеются зоны сочленения, перекрытые плитными тектоническими комплексами, заходящими на более древние геоструктуры и постепенно там выклинивающимися (см. рис. 29). Глубинные разломы, разделяющие разновозрастные фундаменты, в осадочном чехле проявляются по-разному: в виде зон разрывных нарушений, систем оперяющих разломов, а также шовных зон, переходящих по простиранию в эшелонированные флексуры (рис. 39, 40).

Предтельская краевая система обособляется вдоль южного края Тельской складчатой области, в зоне сочленения этой области с Атласской эпигерцинской платформой. Названная краевая система относится к тому же классу торцовых краевых систем, что и Предкавказская. На территории Алжира Предтельская зона разделяется на три отрезка: западный, центральный и восточный. Передовые или краевые прогибы развиты на центральном отрезке краевой системы, а на флангах ее сосредоточены краевые поднятия или краевые ступени (см. рис. 28, 29).

В зоне перехода Атласской платформы в альпийскую складчатую область Теля над герцинским фундаментом платформы имеется по крайней мере два тектонических комплекса — автохтонный и аллохтонный (покровный). Покровный комплекс («покровные пластины» и «тектонические единицы») распространен в отдельных прогибах. Все разрозненные покровные пластины условно объединяются под названием Южно-Тельский покров (см. гл. III).

Различные варианты сочетания тектонических комплексов с Южно-Тельской зоной глубинного разлома и зоной глубинного разлома р. Тафна, играющих роль погребенных шовных зон, позволяют выделять в Предтельской краевой системе Алжира несколько типов торцовых сочленений платформы со складчатой областью (см. рис. 29).

Внешний по отношению к складчатой области склон Южно-Тельского краевого прогиба часто называют «предсахарским остовом» и «предсахарской областью». Этот склон, по мнению ряда геологов (Durand Delga, 1962; Kieken, 1962 и др.; Mattauer, 1964), служил южным барьером для тельских покровов.

Западнее Тиарета в хребте Бештут из-под юрских известняков (главным образом верхнеюрских), также неритовых, выступает герцинский фундамент, на котором эти известняки залегают трансгрессивно. В бордюре Южно-Тельского краевого прогиба, или в «предсахарской области», помимо настоящих покровов выделяют еще «субавтохтон», состоящий из «пластин», надвинутых на юг под собственно покровы. Разрезы верхнего мела и палеогена, в частности сенона и эоцена, в этих единицах аналогичны автохтону чехла эпигерцинской платформы. По мере движения на север они переходят незаметно в отчетливые пластины шарьяжей, эоценовый осадочный материал которых все еще напоминает автохтон.

Рассматривая структуру и эволюцию «внешних и внутренних зон Теля», М. Дюран Дельга (Durand Delga, 1969) выделяет мезозойский структурный этаж, который определяется им как «основа Высоких равнин» или «присахарская основа». На северном склоне антеклизы Высоких плато на отрезке между меридианами гор Тиарет и Ходна выше этого мезозойского структурного этажа обособляется выполненный олигоцен-миоценовыми формациями верхний структурный этаж Южно-Тельского краевого прогиба. Мезозойская группа формаций, составляющая «основу» чехла Высоких плато, здесь проходит под олигоцен-миоценовым этажом краевого прогиба в Тельскую складчатую область, где эта группа формаций видна на дневной поверхности уже в составе главного геосинклинального комплекса — Тельской геосинклинали, морфо-

логически выраженной в этих пересечениях горами Уарзени и Бибан.

Несмотря на то, что строение Южно-Тельского краевого прогиба сравнительно хорошо освещено глубоким бурением, сейсмическими и детальными геологосъемочными работами (Savornin, 1931; S. N. Repal, 1952; Caire, 1957; и др.), его структура на многих отрезках все еще недостаточно выяснена. Особенно это относится к нижнему структурному этажу, перекрытому на значительной площади сложно деформированными «покровными пластинами» и «тектоническими единицами» Южно-Тельского покрова (рис. 40). На структурных картах, построенных для Южно-Тельского краевого прогиба, по трем отражающим горизонтам — известнякам верхней юры, известнякам вблизи кровли апта и по подошве третичных отложений (основание неонуммулита и миоцена) — обнаруживается несоответствие структурных планов по разным структурным этажам краевого прогиба.

Северо-западный и восточный отрезки Предтельской краевой системы в пределах Алжира представлены обращенными валообразными поднятиями — Предтельскими краевыми ступенями, отделяющими Тельскую складчатую область от соседней зоны прогибов эпигерцинской платформы (Алиев и др., 1970). На крайнем северо-западе Тельской области — это Трарасский вал (Sadran, 1958), на западе — Бель-Абесская краевая ступень, фиксируемая по рифовым фациям эоцена, отмеченным геологами САНРЕПАЛ'а в окрестностях Сиди Бель-Абеса; на востоке — «ступень», или «поднятие», Аин М'лила. Характер строения краевых структур этого типа лучше всего виден на примере сравнительно хорошо изученной краевой ступени Аин М'лила, расположенной на востоке Предтельской краевой системы, где выделяются поднятия Аин М'лила и Константинское (см. рис. 40).

На отрезке от Аин М'лила до Константины основные перерывы в осадконакоплении, связанные с поднятием этого района, датируются туроном, так как сенонские отложения здесь залегают непосредственно на слоях сеномана; в подошве сенонских слоев отмечаются угловые несогласия (см. раздел о структурных этажах и перерывах, гл. II). На основе анализа мощностей, фаций и несогласий на этом отрезке краевой системы выделяются три ряда поднятий, разделяющих Оресский и Тельский прогибы: горы Ходна, район Ампере и район Аин М'лила.

Изолированные выходы нижнемеловых рифов в этих поднятиях позже стали рассматриваться (Kieken, 1962; Durand Delga, 1969) как «вторичные тектонические явления» — горсты или антиклинали, осложняющие относительно непрерывный на глубине комплекс. Однако надо сказать, что при таком понимании границы поднятия становятся неопределенными, что отмечают и сами сторонники «неконседиментационного» подхода к проблеме рифовых массивов в зоне поднятий Аин М'лила — Константина. Так, М. Кикен и М. Дюран Дельга определяют границы поднятия Аин М'лила весьма приблизительно, указывая, что это поднятие на западе заходит за Сеттиф, на юге его граница идет вдоль северных подножий гор Ходна, а на севере приближается к Бабору и Нумидийской цепи. При переходе через краевую ступень в поднятиях Ходна, Аин М'лила и Бу-Талеб резко меняются фации и мощности нижнего и верхнего мела, а также палеогена, появляются перерывы и несогласия в залегании слоев этого возраста.

Предатласская краевая система проходит вдоль южного края эпигерцинской платформы и фронта Атласских гор от г. Агадир на Атлантическом побережье Марокко до залива Габес в Восточном Тунисе. Ее главным элементом является так называемый Южно-Атласский разлом, представляющий собой крупную систему разломов фундамента, с которой на территории Алжира связаны почти все предатласские краевые структуры. Кроме зон разломов, в Предатласской краевой системе в пределах Алжира расположен мезозойский прогиб Сахарского Атласа

и несколько предатласских прогибов и поднятий в более древних структурных этажах (см. рис. 28, 29, 39, 40).

За северную границу прогиба Сахарского Атласа обычно принимается фрагментированная система кулисообразных разломов и флексур, идущая из Марокко и имеющая там название «Северо-Атласский разлом». Возраст Северо-Атласской зоны разломов можно определить только на западном отрезке, где к северу от Фигуи в разломе зажаты розовые песчаники, называемые «олигоценом». Эти песчаники с незначительным несогласием залегают на верхнем мелу Шотта Тигри. Восточнее этого района точных способов определения возраста разломов не имеется. По описаниям Д. Гальмьера (Galmier, 1951), в районе г. Фортаса южное крыло этого разлома, сложенное в основном юрскими известняками, надвинуто на северное, в котором выходят сеноман-турон-ские известняки, красные песчаники сенона и розовые песчаники третичного возраста, в частности «олигоцена» Шотта Тигри. Надвигом нарушен в основном осадочный чехол. Значительная амплитуда (до 3 км) наблюдается только в мезозойском структурном этаже, тогда как палеозойский фундамент осложнен лишь более или менее вертикальными сбросами. Восточнее г. Фортаса Северо-Атласский разлом распадается на множество малых вертикальных сбросов. Одна из кулис разлома, идущая от хребта Гютар до хребта Антар, охарактеризована Х. Фламандом (Flamand, 1911).

Южно-Атласская (Северо-Сахарская) зона разломов, отделяющая Сахарский Атлас от Сахары, издавна привлекала внимание геологов, которые описывали ее различные отрезки под разными названиями: Сахарская флексура, Сахарская стена, Северо-Сахарский или Южно-Алтасский разлом, Южно-Тунисский разлом и др. В пределах Алжира разломы этой зоны местами характеризуются инверсионным строением. В этих случаях поднятые по верхним мезозойским горизонтам северные крылья разломов, если их рассматривать по более низким горизонтам, являются опущенными (см. рис. 39). По краевым разрывам и складкам Сахарского Атласа (в литературе они часто объединяются в единую цепь под названиями «Сахарская флексура» или «Северо-Сахарская зона разломов») происходит погружение меловых отложений по направлению к Сахаре. Этот наклон слоев, по справедливому замечанию Дюран Дельга (1962), ни в коей мере не является более значительным по сравнению с другими многочисленными складками или разрывами Сахарского Атласа. Главное, что их отличает,— это более южное положение и тот факт, что в Сахаре такая складчатость и разрывы практически не существуют.

Южно-Атласская зона разломов (знаменитая Сахарская флексура) совершенно не отражается на гравиметрических картах центрального отрезка Предатласской краевой системы, т. е. в районе погребенного Мзабского краевого поднятия, расположенного перед фронтом Мзабских и Наильских гор (см. рис. 40). По гравиметрическим данным, она вырисовывается лишь на западном и восточном флангах Алжирского отрезка Предатласской краевой системы, где имеются погребенные передовые и молодые предгорные впадины: прогибы Бену и Мелрир (Алиев, Ант Лаусин, Корж и др., 1971). Особенно ясно она выражена восточнее г. Бискра, где к ней примыкают молодые седиментационные впадины — Шотт Мелрир и Джерид, расположенные ниже уровня моря и заполненные неогеновыми и четвертичными отложениями огромной мощности.

Возраст восточного отрезка Южно-Атласской зоны (Сахарской флексуры) М. Дюран Дельга связывает с тектоническими фазами, заключенными между лютетским (средний эоцен) и бурдигальским (нижний миоцен) веками. Главные складки здесь идут по направлению восток — запад (Laffitte, 1939).

Обзор сводных геологических и геофизических карт как будто показывает, что к западу от Бискры это нарушение не продолжается по южному краю Сахарского Атласа, а направляется на запад-северо-запад через Шотт эль Ходна в сторону Богари, т. е. идет вдоль Южно-Тельского передового прогиба. Все это привело М. Дюран Дельга (Durand Delga, 1962) к выводу, что в этой «флексуре» трудно видеть структурное нарушение такого значения, о котором имеют обыкновение говорить. Сахарскую флексуру на отрезке между Фигуи и Бискрой, согласно М. Дюран Дельга, следует рассматривать не как глубинный разлом возможно древнего заложения, а просто как самую южную границу складчатости Сахарского Атласа.

Здесь надо заметить, что в мезозойском структурном этаже Сахары и Сахарского Атласа так называемая «Сахарская флексура» на всех своих отрезках действительно не выглядит как разлом или флексура огромной протяженности и амплитуды (см. рис. 39, 40). Однако из этого не следует, что Южно-Атласская зона разломов, как и вся система разломов, флексур и складок Сахарского Атласа в целом, не связана с глубинным разломом чрезвычайно древнего заложения. Система глубинных разломов, над которой возникли эти видимые на дневной поверхности нарушения и прогиб Сахарского Атласа, затрагивают в основном домезозойские структурные этажи.

Сам прогиб Сахарского Атласа выделяется в мезозойском структурном этаже на границе эпигерцинской и древней платформ. Южное крыло этого прогиба в качестве тектонического комплекса входит одновременно, как об этом уже говорилось в главе III, в состав осадочного чехла Африканской платформы и составляет основу чехла молодой платформы на Высоких плато. Структура прогиба по трем пересечениям и формации, которыми он выполнен, показаны на рис. 39, 40.

Этот прогиб на всем своем протяжении не имеет резких границ как с соседней антеклизой Высоких плато, так и с Алжирской Сахарой. Оба борта прогиба Сахарского Атласа усложнены общими для них и для склонов пограничных платформ поперечными структурными элементами. Главной отличительной чертой антиклинальных складок Сахарского Атласа считается их прерывистость. По образному выражению Э. Риттера (Ritter, 1901), это «складки гусениц на марше». Резко появляясь и исчезая, они тем не менее почти всегда сохраняют общее запад-юго-западное — восток-северо-восточное простирание. Разделяющие их синклинали имеют плоское и широкое дно. Они часто в отличие от антиклиналей образуют длинные впадины, прослеживаемые между многими сериями антиклиналей. В поперечных сечениях складки цепи Сахарского Атласа постепенно затухают так, что ширина деформированных зон не превышает 10—20 км.

Краевая часть осадочного чехла Африканской платформы в пределах Алжирской Сахары состоит из двух крупных структурных этажей (плитных тектонических комплексов). Дотриасовая плита этой платформы сохранилась лишь в прогибе Бену и, вероятно, в Мелрирском прогибе, которые можно рассматривать как погребенные передовые прогибы герцинского фундамента Атласской платформы (см. рис. 28). На центральном отрезке краевой системы, южнее Мзабских гор Сахарского Атласа, палеозойский комплекс выклинивается и пермо-триасовые слои основания мезозойской плиты залегают непосредственно на фундаменте (скв. Li1, Li2, Li4): здесь выделяется Мзабское краевое поднятие (см. рис. 29, 40), которое находится на продолжении одноименного вала Сахары. Помимо этого краевого поднятия в Предатласской краевой системе имеется Тамплетский краевой выступ, расположенный на западе Сахарского Атласа, где из-под мезозоя выходит палеозойский складчатый фундамент Высоких плато.

ОБЩАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ КРАЕВЫХ СИСТЕМ

Структурные элементы зон сочленения платформ и складчатых областей в легендах к тектоническим картам и в классификациях основных структур земной коры до сих пор еще очень часто выделяются в самостоятельный тип «пограничных» или «краевых» тектонических структур, объединяемых иногда в краевые системы (Богданов, Муратов, Хаин, 1963; Зоненшайн, Поникаров, Уфлянд, 1966; Пущаровский, 1959; Косыгин, 1969; Вотах, Соловьев, 1970; Тектоника Африки, 1973; и др.). В качестве «пограничных» на тектонических картах обычно показываются краевые швы, краевые прогибы и структуры, определяемые сочетаниями краевых швов с прогибами. Краевые системы, состоящие из этих элементов, например, выделены на тектонических картах Европы (Тектоника Европы, 1964), Евразии (Тектоника Евразии, 1966) и СССР (Тектоническая карта СССР, 1957; Спижарский, 1973). 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).

В литературе достаточно полно охарактеризованы два типа структур, пограничных между платформами и складчатыми областями,— краевые швы и краевые (предгорные, передовые) прогибы.

Краевые швы, по Н. С. Шатскому (1963—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, залегающие одновременно на складчатой области и платформе. Они подробно охарактеризованы в работах Ю. М. Пущаровского (1959) и А. А. Богданова (1955). Краевые прогибы иногда развиваются на перикратонных прогибах, 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. 36, 38, 39, 40).

Осуществленный на территории юга европейской части СССР, Северного Алжира и Сибири опыт тектонического расчленения по структурно-вещественным признакам (результаты этого расчленения по рассмотренным опорным разрезам представлены в предыдущих разделах этой главы, а также в гл. II и III) показал, что передовые прогибы, краевые швы и другие краевые структуры не являются системными структурными элементами земной коры особого типа. Элементы краевых систем очень часто представлены (см. рис. 29) тектоническими комплексами, которые по своим основным структурно-вещественным характеристикам аналогичны комплексам, встречающимся в центральных частях складчатых областей и платформ. В особую категорию «краевых» они попадают только потому, что находятся в зонах сочленения разновозрастных платформ и складчатых областей. Поэтому к общей систематике структурных элементов Земли краевые структуры и их системы прямого отношения не имеют. Они выделяются в некотором смысле как произвольное (в зависимости от целей — разное) множество структурных элементов в основном для того, чтобы: а) подчеркнуть границы между крупными тектоническими структурами (краевые системы ограничений и шовные системы), б) показать характер связи между всеми элементами пограничных структур (торцовые краевые системы), в) обособить те элементы, которые для соседних структур

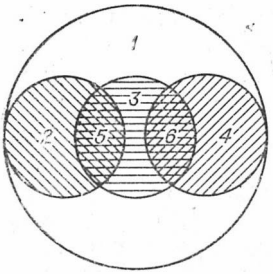


Рис. 41. Классификация краевых систем.

Основные классы краевых систем: *1* — торцовые; *2* — бинарные; *3* — ограничений; *4* — перекрытия; *5* — шовные; *6* — покровные. Пересекающимися кругами показаны пространственные соотношения краевых систем разного целевого назначения.

являются общими или отличаются какой-либо другой особенностью (краевые системы перекрытия, покровные и бинарные системы).

Таким образом, краевыми системами обычно называются ряды «пограничных» структурных элементов, выделенные с той или иной целью в зонах сочленения платформ и складчатых областей или каких-либо других крупных структурных элементов Земли.

В зависимости от ранговой принадлежности пограничных элементов (см. рис. 47) различаются: 1) элементарные краевые системы, обособленные на уровне тектонических комплексов и их составляющих элементов; 2) краевые системы платформ и складчатых областей; 3) глобальные краевые системы (транзитали, по Л. И. Красному, 1972), выделяемые на границах континентальных и океанических частей планеты, в зонах сочленения глобальных структурных элементов Земли.

Классификацию краевых систем и структур по целевому их назначению можно представить в виде схемы, иллюстрирующей пространственные отношения между пограничными структурами, выделяемыми в соответствии с только что упомянутыми целями. В такой классификации получается шесть основных классов краевых систем: торцовые, бинарные, ограничений, перекрытия, шовные, покровные (рис. 41).

Примерами структур ограничений платформ могут служить перикратонные геосинклинальные и геоантиклинальные области (системы), установленные по окраинам древних платформ Ю. А. Косыгиным, А. К. Башариным, Н. А. Берзиным и др. (1968).

В тех случаях, когда фундамент в краевых частях платформы опущен на большую глубину (там, где имеются перикратонные геосинклинальные системы), иногда выделяются «двойные», или «бинарные», типы пограничных структур — бинарные краевые системы, под которыми понимаются, если говорить на историко-генетическом языке, «обширные структурные образования, располагающиеся по границе платформ и геосинклинальных областей, вовлеченные в прогибание в эпоху интенсивной тектонической активности смежных с ними геосинклинальных зон» (Зоненшайн, Поникаров, Уфлянд, 1966, с. 6). Для такого более расширенного по сравнению с предложенным Н. С. Шатским понимания краевых систем имеются свои определенные основания: по тем или иным причинам требуется подчеркнуть, что краевые многогеосинклинали складчатой области образованы на непереработанном фундаменте соседней платформы и тесно связаны с ее перикратонными прогибами. Поэтому в состав таких краевых систем включаются не только окраинные части платформенного чехла (перикратонные и краевые прогибы), но также и многогеосинклинальные комплексы соседних складчатых областей. В этом случае получается, что часть складчатой области вместе с прилегающим к ней склоном платформы (перикратонным прогибом) рассматриваются как единая краевая структура на основании общности исторического развития (когда-то они вместе составляли, судя по петрографическому сходству осадочных формаций, единый перикратонный прогиб, раскрывающийся в сторону геосинклинальной области). В современном виде такая связь платформ и складчатых областей часто проявляется в постепенном погружении фундамента в сторону складчатой области и в тесной связи формационного состава тектонических комплексов чехла и складчатой области (см. рис. 26, 29, 38, 39, 40).

Выделение краевых структур перекрытия в качестве самостоятельного типа важно для отражения еще одной закономерности в строении осадочного и других слоев земной коры — чешуйчато-слоистого характера расположения ее элементов в пространстве. Это необходимо учитывать при тектоническом районировании разного масштаба. На предыдущих страницах мы говорили, что границу между геоструктурами невозможно провести, чтобы при этом не оказались «разрезанными» какие-то их элементы — тектонические комплексы, фундаменты и чехлы. Именно этим обстоятельством объясняются трудности проведения, например, границ между молодыми и древними платформами. Если условиться проводить границу древней платформы по распространению ее кристаллического фундамента, то «разрезанными» окажутся их плиты — плитные тектонические комплексы чехла молодых платформ, часто заходящие на область развития кристаллического фундамента, и, наоборот, если попытаться провести границу молодых платформ по распространению ее плит или орогенных впадин, то разрезанным окажется кристаллический фундамент древних платформ (см. рис. 26, 29, 36, 37). С этой ситуацией мы встречаемся, например, при чтении тектонической карты Евразии (южный край Европейской платформы, западный край Сибирской платформы). Выделение краевых систем перекрытия в особую категорию краевых структур позволит показать на карте такие области частичного перекрытия складчатых областей, древних и молодых платформ их общими элементами.

Представления о контакте окраинных частей древних и молодых платформ на тех участках, где платформы имеют общую плиту, т. е. в «краевых системах перекрытия», до сих пор остаются наиболее дискуссионными. Дело в том, что фундаменты платформ здесь обычно погружены на большие глубины и тектоническое расчленение зависит во многом от густоты сети глубокого бурения и сейсмических исследований. Расхождения в проведении границ на таких участках оказываются весьма существенными, что хорошо видно на примере западной окраины Сибирской платформы, границы которой с молодой Западно-Сибирской платформой на одних тектонических картах проводятся западнее Енисейского кряжа, Туруханского и Игарского поднятий, а на других — восточнее. На тектонических картах подобного рода границы обычно изображаются разрывными нарушениями (шовными краевыми системами), которые проводятся по линиям сочленения древних и молодых складчатых комплексов фундамента. Однако такое изображение, как об этом уже говорилось, существенно искажает реальную картину соотношения древних и молодых платформ.

Молодые и древние платформы являются сложными геологическими телами, границы которых далеко не всегда совпадают с границами их плитных комплексов (плит). Плитные комплексы, как и орогенные впадины, могут входить в состав краевых систем перекрытия.

Соотношение древних и молодых платформ более правдоподобно проявится на карте, если плиты, залегающие одновременно на разновозрастных платформах, станут выделяться наряду с краевыми прогибами в качестве самостоятельного типа (краевых плит) в классе краевых систем перекрытия.

Для более точного изображения на картах характера связи молодых платформ с древними та часть краевой плиты, которая находится на древней платформе (аллохтонная часть плиты), может быть показана, например, специальным знаком: чередованием полос разного цвета, соответствующих цвету чехлов древней и молодой платформ.

Основное отличие плитных краевых систем перекрытия, в состав которых входят плиты, от краевых систем перекрытия складчатых областей заключается в наличии дополнительного структурного элемента — молодой плиты, которая является общим элементом соседних

платформ, перекрывающим все другие структурные элементы частично или полностью. Краевые системы, характеризующиеся подобным строением (Предскифская, Предатласская и др.), встречаются на окраинах древних платформ столь же часто, как и установленные ранее бесплитные краевые системы ограничений и перекрытия (Предкавказская, Предтельская и др.). От последних они отчетливо отличаются по структуре и вполне могут быть выделены в отдельный вид плитных краевых систем перекрытия (Вотах, Сафаров, Полухтович, Геник, 1969).

Наконец, покровные краевые системы в отличие от краевых систем перекрытия характеризуются наличием «покровных пластин» и широким развитием надвиговых нарушений.

Все отмеченные выше классы краевых систем (шовные, ограничений, бинарные, перекрытия и покровные) входят (пространственно) в состав торцовых краевых систем, с помощью которых (см. рис. 26, 29) раскрывается многоэтажная структура зон сочленения платформ и складчатых областей. Структурными элементами торцовых краевых систем будут 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 швы. По сочетаниям этих элементов можно выделить различные типы торцовых краевых систем, примеры которых даны в разделах работы (см. гл. II, III, IV), посвященных региональной тектонике рассмотренных нами зон сочленения платформ и складчатых областей.

ГЛАВА V

К ПРОБЛЕМЕ СОЗДАНИЯ ОБЩЕЙ СИСТЕМАТИКИ СТРУКТУР И ТЕОРИИ СТРОЕНИЯ ЗЕМЛИ

ОСНОВНЫЕ ПРАВИЛА ПОСТРОЕНИЯ НАУЧНЫХ ТЕОРИЙ

Подходя к проблеме создания общей теории строения Земли, необходимо, очевидно, уяснить для себя, хотя бы в общем виде, цели и принципы ее построения.

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

Основополагающими понятиями для систематизации знания в процессе построения теории являются идеи, которые вместе с другими исходными понятиями и составляют теорию. Возникшие идеи превращаются в конкретные теоретические знания лишь в ходе своего развития, когда из них становится возможным выводить дополнительные понятия и объяснять явления с помощью сформулированных на основе идей научных теорий. Так что теория есть развитая идея, которая вначале существует в форме гипотезы, предположения (Вахтомин, 1973). Ведущее место в науках о природных объектах всегда принадлежит общей теории, которая призвана в концентрированной форме выразить сущность научного знания об этих объектах, показать специфику всех структурных элементов и их функции. Произвол в выборе основных положений строящихся теорий существенно ограничивается так называемыми регулятивными принципами их построения — принципами соответствия, инвариантности («внутреннего совершенства»), наблюдаемости («внешнего оправдания»), фальсифицируемости и простоты (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 преемственности 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. О невозможности создания настоящей теории без предварительного изучения эмпирических знаний очень удачно сказал французский лингвист Жан Ипполит (J. Hyppolite, 1953, с. 131): „Sil n'y avait que des idées, il n'aurait pas d'idées" («Если бы были только идеи, то не было бы и идей»).

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 обычно формулируют как требование оперировать в теории только такими понятиями, которые основаны на опыте и соответствуют ему. Это «внешнее оправдание» теории, по А. Эйнштейну (1967), т. е. соответствие ее выводов эмпирическим наблюдениям. Оно немыслимо без физической содержательности исходных понятий: базисные понятия теории должны, хотя бы в принципе, хотя бы в форме интуитивной догадки, приводить к проверяемым результатам.

Принцип фальсифицируемости вводится для ограничения произвола в оперировании опровергающей аргументацией. Суть этого принципа в том, что научная теория должна адекватно реагировать на критическую аргументацию. 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. Таким образом, решить вопрос о том, вышла или нет теория за границы своей применимости, удается только путем сравнения ее с конкурирующими теориями.

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.

Помимо этого желательно, чтобы теория могла предсказывать, т. е. делать такие прогнозные утверждения, которые допускают проверку путем последующих наблюдений. Однако «ее польза может заключаться не только в способности правильно предсказывать те или иные факты, но и в той схеме рассуждений, которую она нам предлагает» (Роджерс, 1972, с. 197). В таких случаях предсказательная функция теории имеет характер «тривиального предвидения», т. е. простой экстраполяции на будущие моменты времени уже известных явлений (Баженов, 1973, с. 416). «В настоящее время известно,— писал А. Эйнштейн в 1932 г.,— что наука не может вырасти на основе одного только опыта и что при построении науки мы вынуждены прибегать к свободно создаваемым понятиям, пригодность которых можно a posteriori проверить опытным путем. Эти обстоятельства ускользали от предыдущих поколений, которым казалось, что теорию можно построить чисто индуктивно, не прибегая к свободному, творческому созданию понятий. Чем примитивнее состояние науки, тем легче исследователю сохранить иллюзию по поводу того, что он будто бы является эмпириком» (Эйнштейн, 1967, т. IV, с. 167).

Принято считать, что если один эксперимент или наблюдение противоречит теории, то теория должна быть отвергнута. Однако ни при каких обстоятельствах (даже в тех случаях, когда теория подтверждается многими фактами), нельзя утверждать, что она окончательно доказана. Доказательств абсолютной справедливости теории, по мнению многих ученых (Бонди, 1972; и др.), просто не существует. Важнейшую роль здесь играют доказательства ее неправильности в смысле обнаружения несоответствия теории наблюдениям и экспериментам, нахождения в ее структуре логических противоречий.

Не существует также формально-логического пути, который вел бы от эмпирического материала непосредственно к построению теории. «Если научное мышление считать «логичным» и «рациональным» (разумным),— пишет академик Н. Н. Семенов (1968, с. 62),— лишь постольку, поскольку оно совершается в строгом согласии с аксиомами, постулатами и теоремами формально-математической логики, то фактически совершающееся научное мышление неизбежно начинает казаться иррациональным (неразумным). Наука же начинает вообще представляться каким-то сумасшедшим домом, в котором соблюдается только внешний порядок с помощью санитаров-логиков, но никак не живущими в нем, которые только и мечтают, как бы этот порядок нарушить».

Таким образом, формально-логическую обработку проходят уже возникшие теории. С помощью формальной логики они развертываются и проверяются на логическую непротиворечивость, полноту и разрешимость. Система развитых из идеи фактов, 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. Проблему создания теории ставят эмпирические факты, когда их накапливается так много, что знание не может дальше развиваться. Эта проблема возникает и тогда, когда теория уже существует, но стали известны новые факты, необъяснимые в ее рамках.

Факты — это констатация отдельных отношений, взятых вне связи с другими отношениями. Термин этот часто употребляется в смысле единицы эмпирического знания. Известно, что сами факты не составляют конечной цели в науке. Без систематизации и обобщения, без логического осмысления фактов не может существовать никакая наука; факты обычно сравнивают с грудой кирпичей, из которых надлежит по-

строить здание науки (Вахтомин, 1973; Пуанкаре, 1906; Рачков, 1974).

Исходя из фактов, надо уметь сконструировать такие общие (фундаментальные) понятия и высказать такие идеи, которые дадут возможность представить многообразие эмпирически полученных знаний в систематизированном и упорядоченном виде, т. е. создать в конечном счете теорию.

Эмпирические понятия в результате включения их в систему теоретического знания приобретают качественно иное значение, становятся понятиями теории. Для дальнейшего развития теории или возникновения новой необходимы и новые факты. «Факт является той архимедовой точкой опоры,— писал М. Планк (1966, с. 73),— при помощи которой сдвигаются с места даже самые солидные теории. Поэтому для настоящего теоретика ничто не может быть интереснее, чем такой факт, который находится в прямом противоречии с общепризнанной теорией: ведь здесь собственно и начинается его работа».

ПРИНЦИП ВОЗРАСТА ГЛАВНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ — ЧАСТНАЯ ТЕОРИЯ СТРОЕНИЯ ЗЕМЛИ

В геотектонике ни одна теория не подвергалась таким серьезным испытаниям и проверкам, как «принцип тектонического расчленения по возрасту главной складчатости, завершающей геосинклинальное развитие», или теория «геосинклиналей и платформ». Принцип возраста главной складчатости не был сразу создан как завершенная теория обычного типа, в логической структуре которой можно различить (Садовский, 1962, 1963; Смирнов, 1962; Боровиков, 1970) все три части научной теории: 1) базис теории — систему исходных понятий, их формулировок и определений, составляющий основу теории; 2) логические средства — правила логического вывода возможных соотношений между элементами базиса; 3) систему всех, в том числе самых общих, выводов и следствий.

Принцип этот создавался и апробировался длительное время на многих геологически хорошо изученных «опытных полигонах» благодаря усилиям многих геологов. Сначала сформировались основные понятия этого «принципа», явившиеся ключом к совершенно новому, на уровне складчатых (подвижных) областей и платформ, пониманию структуры земной коры в пределах континентов. Среди геологических объектов эмпирически были выделены и обозначены (часто разными терминами, поскольку их выделяли разные исследователи многих стран) геосинклинальные складчатые области (геосинклинали в широком смысле), древние и молодые платформы, глубинные разломы — линеаменты, а также структурные этажи (слоистые элементы земной коры).

Несмотря на то, что история становления упомянутых выше фундаментальных или базисных понятий геотектоники рассмотрена в ряде работ (Белоусов, 1962; Богданов, 1963; Лордкипанидзе, 1963; Яншин, 1965а; Леонов, 1974; Справочник по тектонической терминологии, 1970; Гарецкий, 1972; Хаин, 1973а), нам известны далеко не все имена геологов и обстоятельства, с которыми связано открытие понятий, используемых теперь в качестве основных при тектоническом расчленении земной коры по возрасту главной складчатости.

Представления, составившие основу учения о складчатых областях (геосинклиналях в широком понимании) впервые в явном виде были высказаны американским геологом Дж. Холлом (Hall, 1859), установившим связь между областями складко- и горообразования и областями мощного накопления осадков. Его соотечественник Дж. Дэна (Dana, 1873) зоны мощного осадконакопления, из которых впоследствии рождаются складчатые комплексы, представленные в виде горных сооружений, обозначил термином «геосинклиналь». С тех пор области, в кото-

рых установлены такие структурные элементы, стали называться геосинклинальными (складчатыми орогенными областями). Эти области впервые четко противопоставил платформам («plateforme» — буквально «плоская форма») французский геолог Э. Ог (Haug, 1900). Австрийский геолог Э. Зюсс (Suess, 1909) уточнил это понятие, обособив отдельно древние или настоящие платформы от платформ с палеозойским основанием. Позже Н. С. Шатский и его последователи привели убедительные данные в пользу самостоятельности этих двух типов геоструктур.

Основателем учения о крупных глубинных разломах земной коры — линеаментах — можно 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 др.) 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 известные геологи и тектонисты Р. Зондер, Г. Клоос, А. В. Пейве, А. Н. Заварицкий, Н. С. Шатский, Г. Штилле и многие другие вернулись к идеям Хоббса о линеаментах и дали мощный толчок развитию еще одного направления в геотектонике.

История становления понятия «структурный этаж» уходит далеко в глубь веков. Источник этого понятия — представления о слоистом или ярусном характере залегания горных пород. О том, что горные породы залегают в Земле слоями, писал еще в XVI в. Леонардо да Винчи. В следующем столетии Н. Стено, описывая этапы тектонического развития Тосканы, практически уже выделял осадочные структурные этажи. С тех пор и вплоть до 60-х годов текущего столетия их в большинстве случаев принимали за слоистые структурные элементы Земли, соответствующие региональным стратиграфическим единицам.

Логические средства принципа тектонического расчленения по возрасту главной складчатости приобретали более или менее ясную форму изложения также постепенно, по мере того, как выяснялись пространственные соотношения и связи между геоструктурными элементами земной коры разного типа.

Рассматривая крупные этапы тектонического развития, европейские ученые уже в конце XIX в. увидели, что континенты образовались путем последовательного во времени и пространстве завершения складчатости, т. е. что геоструктуры находятся относительно друг друга в определенной последовательности. В пределах Европы Э. Зюсс (Suess, 1883—1909) по этому правилу выделил несколько уровней: каледонскую (девонскую), арморикапскую (досреднекаменноугольную), варисцийскую (допермскую) и альпийскую (кайнозойскую) горные системы. М. Бертран (Bertrand, 1887) показал, что складчатые области разного возраста представляют собою циклы мощного осадконакопления и складкообразования с повторением определенной последовательности осадочных толщ в главных геосинклинальных комплексах разных складчатых областей. Сравнив возраст несогласий, связанных с горо- и складкообразованиями в конце геосинклинальных циклов на территории Европы и Северной Америки, он пришел к выводу о существовании планетарных эпох складчатости, сформулировав на основе этого вывода принцип деления складчатых областей (зон) по возрасту складчатости, завершающей геосинклинальное развитие. Все складчатые области по повторяющейся последовательности в залегании тектонических комплексов разного типа стали делиться на гуронские, каледонские, герцинские и альпийские. Эта идея была затем воспринята и развита Г. Штилле (1964), установившим еще одну эпоху складчатости — ассинтскую, ко-

торую позже, вслед за Н. С. Шатским (1963), по новому тектонотипу — Байкальской складчатой области юга Сибири — стали называть байкальской.

Таким образом, к 30-м годам текущего столетия фактически уже были открыты все базисные понятия принципа, позволившего проводить тектоническое районирование крупных территорий по «возрасту главной складчатости, завершающей геосинклинальное развитие», и были сформулированы на традиционном историко-генетическом языке геологии два основных правила логического вывода возможных соотношений между элементами базиса:

1. Правило неповторимой последовательности, т. е. эволюции в стратиграфических координатах земной коры ее основных структурно-вещественных единиц.

2. Правило циклической повторяемости однотипных структурных элементов и геологических событий — проявлений фаз складчатости, трансгрессии и регрессии моря и некоторых других.

Согласно первому правилу стали классифицировать платформы, складчатые области и другие геоструктуры по возрасту главной складчатости. Наличие в земной коре направленных (незамкнутых, необратимых, эволюционных) структур разного возраста относится к числу тех фактов, «которые позволяют утверждать, что структура земной коры развивается направленно, и характер тектонических процессов в истории Земли необратимо изменяется» (Яншин, 1966, с. 13).

Второе правило дало возможность говорить либо о «...качественно различных и различающихся по продолжительности этапах развития земной коры» (Яншин, 1965б, с. 30; Тектоника Евразии, 1966), либо о стадийности и цикличности развития складчатых областей (Белоусов, 1962; Хаин, 1964, 1973а; Штрейс, 1947; и др.). По этому правилу стали выделяться однотипные тектонические комплексы и геоструктуры разного возраста, например байкальские, каледонские и герцинские складчатые области, эпибайкальские и эпикаледонские платформы. Правило периодической повторяемости (цикличности) позволило типизировать основные структурные элементы земной коры, несмотря на то, что «...геосинклинали разных эр и складчатые сооружения, возникшие в разные эпохи, существенно отличаются друг от друга» (Яншин, 1966, с. 13).

В наше время хорошо известно, что циклическими (ритмическими) свойствами обладают самые разнообразные геологические объекты — от минерала до Земли включительно. Геологические объекты с циклической структурой и те элементы, из которых они состоят (повторы, циклотемы), образуют некоторый ряд иерархической соподчиненности. Повторы в каждом циклически построенном ряду имеют направленную структуру. Эти ряды по отношению к составляющим их повторам являются структурами более крупного ранга и характеризуются цикличностью внутреннего строения (см. общие разделы в гл. II и III).

Правила «возраста главной складчатости», как и первоначальные идеи, на основе которых они были разработаны, отражают противоположные свойства геоструктурных элементов Земли. На картах, построенных по принципу возраста главной складчатости, показывается как периодическая смена складчатых областей и платформ на площади, так и неповторимость эпох главной складчатости, т. е. эволюционный (направленный) характер вертикального разреза земной коры в целом.

Поскольку, с точки зрения обыденного мышления, такая «неповторимая последовательность» противоречит «цикличности», то в литературе можно встретить попытки умалить значение одного из этих свойств за счет другого. Выше на конкретных примерах показано, что это кажущееся противоречие. Оно объясняется тем, что противоположные структур-

ные свойства (в каждом измерении пространства) связаны по принципу взаимоисключающей дополнительности: в ряду единиц одного и того же ранга можно обнаружить только одно из упомянутых свойств — либо цикличность, либо направленность.

Два свойства одновременно проявляются тогда, когда имеются, например, вертикальный и латеральный ряды структурных элементов, или когда в одном ряду выделяются единицы разного ранга: слои горных пород и их наборы, формации и их группы, тектонические комплексы и слои земной коры и т. д.

Рассмотренные здесь базисные понятия принципа возраста главной складчатости (тектонические комплексы, слои земной коры и геоструктуры разного типа), а также логические средства, с помощью которых выводятся все возможные соотношения между элементами базиса (правила неповторимой последовательности и цикличности), вполне отвечают требованиям, предъявляемым к научным теориям. Таким образом, принцип возраста и главной складчатости по своей физической сути является научной теорией, описывающей структуру земной коры в геоструктурном диапазоне рангов, в котором в качестве ранговых элементов выступают геоструктуры, слои земной коры и тектонические комплексы.

Некоторые следствия, полученные в результате тектонического районирования континентов по принципу возраста главной складчатости

Составление тектонических карт разного масштаба за последние годы приобрело в нашей стране и за рубежом значение одного из важнейших видов обобщения знаний о строении 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 разработка тех принципов, которые должны быть положены в основу составления общих тектонических карт. Один из них — проблема построения легенды, а в конечном счете — теории, описывающей структуру Земли.

Разработка легенды и тектоническое районирование всегда тесно связаны с общим представлением о строении либо земной коры в целом, либо крупных ее участков. Ввиду этого история создания тектонических карт, в первую очередь таких, на которых в разном масштабе показывались разнообразные по типу строения территории, и есть, в значительной мере, история создания тех базисных понятий, которые будут служить основой для общей теории строения земной коры и Земли в целом.

Сейчас, когда уже составлены в разных масштабах тектонические карты многих континентов и стран и подготовлены первые макеты Тектонической карты мира, легче увидеть и вскрыть причины тех трудностей, которые встречались на пути применения «принципа возраста главной складчатости» к решению региональных вопросов тектоники. Такая оценка этой заслужившей широкое признание теории нужна для того, чтобы определить круг геологических объектов, для которого она, после необходимых дополнений и поправок, еще долгое время сможет «работать» как наиболее совершенная.

Обзор тектонических карт, составленных на этой основе, убеждает в том, что применение принципа районирования по возрасту главной складчатости приводит к острым кризисам (появлению вопросов, которые невозможно решить с помощью старых понятий) в следующих ситуациях: а) по мере увеличения масштаба карт и точности определения «возраста» складчатости по хронологической шкале; б) при по-

пытке показать на мелкомасштабных картах «вещественный состав» структурных элементов, т. е. геологические формации; в) в связи с необходимостью отражать на тектонических картах строение глубокого докембрия, глубинную структуру недр.

Рассмотрим историю появления этих трудностей на нескольких примерах и попытаемся наметить практические пути их преодоления. Для районирования территории нашей страны идея принципа возраста главной складчатости была применена практически одновременно М. М. Тетяевым (1933), Д. В. Наливкиным (1933), А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским (1963). По структурному признаку — взаимоотношению складчатых и нескладчатых разновозрастных тектонических комплексов — территория СССР была разделена на разновозрастные складчатые или геосинклинальные области и платформы, которые тогда называли еще плитами.

Тектоническую схему А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского (1933) можно считать наиболее удачной из трех названных попыток реализовать принцип М. Бертрана для расчленения территории нашей страны. Несмотря на то, что за сорок лет, прошедших после выхода в свет «Тектонической схемы СССР» А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского, наши знания по региональной тектонике стали несравненно шире, эта схема и поныне в основных своих чертах остается принципиально верной. Ее составители «обошли» практически все кризисные ситуации, о которых говорилось выше. Ввиду мелкого масштаба изображения (схема составлена в масштабе 1:40 000 000), связанного, вероятно, с недостаточностью подробных сведений по тектонике, на ней показаны только те элементы, которые строго отвечают ранговой триаде базисных понятий принципа возраста главной складчатости: разновозрастные складчатые области и платформы (геоструктуры), фундаменты и чехлы (слои земной коры) и тектонические комплексы.

Возрастом фактически обозначалась последовательность в залегании тектонических комплексов и геоструктур, а не хроностратиграфические рубежи геосинклинального развития. Докембрий на щитах древних платформ не расчленялся, существенной информации о глубинном строении земных недр и дна океанов тогда еще не было, а на вещественные различия геосинклинальных и платформенных комплексов только начинали обращать внимание. Трудные вопросы и неожиданные выводы появились позже, когда начали составляться по этому принципу тектонические карты более крупного масштаба и интенсивно поступать новые данные по стратиграфии и тектонике различных районов.

В ходе составления тектонических карт СССР и сопредельных стран (Тектоническая карта СССР, 1957), Европы (Тектоника Европы, 1964) и Евразии (Тектоника Евразии, 1966) обнаружилось, что эти территории, если строго и последовательно применять собственно стратиграфические (историко-генетические) идеи возраста главной складчатости, заложенные в работах М. Бертрана, Э. Зюсса, Э. Аргана и др., расчленить чрезвычайно трудно. Причем наиболее «трудными» оказались подробно изученные территории. Проведенные на них исследования говорили о том, что с увеличением рассматриваемой площади асинхронность складкообразовательных процессов, устанавливаемых по возрасту перерывов и несогласий, увеличивается настолько, что выделение каких-либо «главных» хроностратиграфических рубежей для целей тектонического расчленения крупных территорий оказывается весьма затруднительным. Точно датированные временем образования несогласия или перерыва этапы тектонического развития и соответствующие им структурные этажи уверенно выделяются (на конкретных примерах это показано в главе II) только в частных стратиграфических разрезах. Крупные структурные этажи на площади выделяются с большими трудностями, которые по мере расширения территории становятся практи-

чески непреодолимыми, «...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 возрасту главной складчатости, завершающей геосинклинальное развитие, с самого начала практически осуществлялось не по точно датированным (историческим) рубежам, а по той последовательности, которая наблюдается в залегании заведомо асинхронных комплексов — байкальских, каледонских, герцинских и т. п. Так что понятие «возраст складчатости» фактически изменилось 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 СССР, 1957, с. 8).

Еще более сложно оказалось строго соблюдать хроностратиграфический принцип районирования по времени главной складчатости для территории Евразии. На этой карте тоже пришлось показывать не хроностратиграфические этапы, отвечающие структурным этажам, а «...скользящие во времени рубежи этапов развития земной коры...» (Яншин, 1966, с. 13).

Составители тектонической карты Северной Америки также пришли к аналогичному выводу, что «...структурные этажи являются вещественно-стратиграфическими, а не хроностратиграфическими единицами» (Кинг, 1972, с. 35). Трудность обособления в складчатых областях структурных этажей по возрасту несогласий и перерывов заставили американских тектонистов сомневаться вообще в ценности структурных этажей для тектонического картирования.

В еще большей мере препятствия, связанные с обособлением структурных этажей, появляются при попытках расчленить по возрасту главной складчатости, завершающей геосинклинальное развитие, глубокометаморфизованные толщи докембрия. Разработанный на примере осадочного слоя земной коры способ определения возраста структурных этажей по перерывам и несогласиям для описания магматических и метаморфических комплексов оказался непригодным. Дело в том, что в качестве главных событий, по которым выделяются структурные этажи (см. гл. II), здесь выступают не перерывы в осадконакоплении, а магматические и метаморфические процессы, которые, как и фазы складчатости, на больших территориях могут быть асинхронными. Попытки определить «возраст» древних складчатостей по мысленной реконструкции первично-осадочных формаций и первичных структурных этажей, по существу, приводили к подмене задачи. Характеристика физической картины строения Земли фактически заменялась описанием разнообразных представлений о ее геологическом прошлом.

Все эти обстоятельства потребовали, во-первых, замены старой хроностратиграфической шкалы возраста складчатости, построенной на представлениях синхронности и этапности в истории Земли складкообразовательных и тектоно-магматических процессов, шкалой последовательности структурно-вещественных комплексов. Такая шкала последовательности (особого рода стратиграфические координаты) фиксирует относительное расположение тектонических единиц в пространстве. Для целей тектонического расчленения она, очевидно, является более совершенным рабочим инструментом, чем геохронологическая шкала возраста, которая сохраняет свое первостепенное значение для историко-геологических исследований.

Важные следствия получены при решении вопросов, касающихся вещественного состава структурных элементов, увязки разномасштабных тектонических карт, взаимосвязи глубинного и приповерхностного

строения земной коры. Уже в первой объяснительной записке к «Тектонической карте СССР» (1957) отмечена тесная связь между характером осадков и степенью дислоцированности пластов и дано деление формаций на платформенные и геосинклинальные. Казалось бы, наметился формационный метод, найден способ отражения вещественного состава структур. Однако использовать эту идею для изображения на тектонических картах «геосинклинальных» и «платформенных» вещественных образований без серьезных противоречий и существенного искажения наблюдаемой картины (об этом речь шла в гл. II и III) так и не удалось. Стало ясно, что геосинклинальные области и платформы являются многоэтажными структурами, в состав которых могут входить комплексы, одинаковые не только по петрографическому составу, но и по типу строения. Поэтому «вещественные» единицы, в роли которых выступают структурные элементы меньшего ранга, очень часто уходят за пределы геоструктур: осадочные чехлы молодых платформ заходят на древнюю платформу, а кристаллический фундамент этих платформ становится основанием соседней складчатой области и т. д. Такая пространственная несовместимость разноранговых тектонических единиц, вызванная тем, что структурные элементы обычно находятся в «связанном», а не в «свободном» состоянии, особенно хорошо видна тогда, когда на детальных картах приходится показывать, например, границу таких крупных структур, как платформа или складчатая область. В таких случаях граница обычно воспринимается как «режущая по живому месту единое геологическое тело».

Причину такого несовпадения границ иногда видят в изменении масштаба карты, а также в изменении размерности изображаемых на ней объектов. Так, А. Л. Яншин (1965б, с. 9) считает, что «...принципы составления тектонических карт должны меняться в зависимости от их масштабов и охватываемой ими территории». Об этом же пишет Ю. А. Косыгин (1969, с. 352), выдвигая «требование соразмерности при тектоническом районировании», согласно которому структурные элементы, выделяемые при районировании, должны принадлежать по размерам к одному порядку или градации.

Рассмотрение зон сочленения по опорным разрезам в разных ранговых диапазонах (минеральном, формационном и геоструктурном) показывает, однако, что причина несовместимости границ заключается не в масштабе карты и не в размерах охватываемой территории. Любой элемент земной коры в принципе можно показывать в каком угодно масштабе. От изменения масштаба изображения меняется только размер рисунка. Не имеет к этому прямого отношения и размерность самих структурных элементов. Тектонические единицы меньшего ранга могут обладать сравнительно большими размерами. Известны синеклизы, превышающие по своим размерам целые платформы, элементарные формации, выходящие за пределы формационных групп и рядов.

Несовместимость границ, воспринимаемая как противоречие, связанное с изменениями масштабов и размерности, отражает важное свойство геоструктур Земли — их способность образовывать «соединения».

ГЛОБАЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ И КОНВЕКЦИОННО-СФЕРИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМЛИ

Рассмотрим теперь некоторые структурные свойства глобальных элементов Земли, которые стали выделяться и показываться на тектонических схемах сравнительно недавно. Интерес к этим структурам сильно возрос с появлением концепции «новой глобальной тектоники», получившей, по мнению одних ученых, «...широкое признание в миро-

вой науке, особенно среди зарубежных геофизиков...» (Кропоткин, 1972, с. 80) и представляющей собой, по мнению других, «геометрические упражнения в духе глобальной тектоники плит» (Белоусов, 1972). Основные положения этой концепции широко освещены в отечественной и зарубежной печати (Белоусов, 1972, 1973; Зоненшайн, 1971; Кропоткин, 1973; Хаин, 1973а; Шейнманн, 1972, 1974; Dewey, Bird, 1970a, b; Dietz, 1961; Dietz, Holden, 1965; Bemmelen, 1965; Wilson, 1968; Dickinson, 1971; Isaaks, Oliver, Sykes, 1968; Le Pichon, 1968; Lowry, 1974; Meyerhoff, Teichert, 1971; Mitchell, Reading, 1969; Morgan 1972; Nelson, Temple, 1972; Oliver, 1972; Stoller, Carr, 1971).

Здесь нет необходимости подробно останавливаться на всех дискуссионных положениях «новой глобальной тектоники плит», так как они касаются главным образом вопросов динамики планеты, а также вопросов связи этой динамики с разнообразными эндогенными процессами.

Прямое отношение к пониманию структуры Земли на «глобальном уровне» имеют новая, преимущественно геофизическая, информация о строении земных недр под континентами и океанами и новые данные по глубоководному океаническому бурению, которые собственно и послужили толчком для создания механической концепции «плитной тектоники», согласно которой континенты и океаны, подобно айсбергам, перемещаются по поверхности планеты.

Новые данные по глобальной структуре Земли можно свести к нескольким положениям.

В структуре Земли обнаружены вертикальные и латеральные неоднородности, которые охватывают одновременно несколько геосфер и прослеживаются от поверхности планеты до сфер мантии. В частности, ниже поверхности Мохоровичича выделяются участки, которые вместе с земной корой образуют относительно «мощные», «жесткие» и «хрупкие» континентальные плиты. Между континентальными плитами располагается ряд других глобальных тектонических элементов — складчатые пояса, зоны Беньофа — сверхглубинные наклонные разломы, океанические плиты и срединные океанические хребты — океанические орогенные пояса. Эти глубинные неоднородности находят отражение в глобальном рельефе Земли и располагаются по определенному плану, закономерно ориентированному относительно Земли (Воронов, 1968; Катерфельд, 1962; Тамразян, 1967).

«Современный структурный план Земли, — пишет В. Е. Хаин (1973а, с. 493), — 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 неогея». Закономерная последовательность в латеральных рядах глобальных элементов намечается практически во всех широтных глубинных разрезах Земли (рис. 42, 44).

Глобальные структуры, симметрично опоясывающие земной шар (см. рис. 45), 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 только началось, но «уже первые результаты со всей ясностью показали, что предполагаемые глубокие неоднородности существуют» (Белоусов, 1972, с. 77).

Геосферы, как и слои геосфер, обладают свойствами, которые на первый взгляд кажутся противоречивыми. С одной стороны, они прослеживаются на большие расстояния и совершенно не считаются, подобно транзитным формациям земной коры, с крупными тектони-

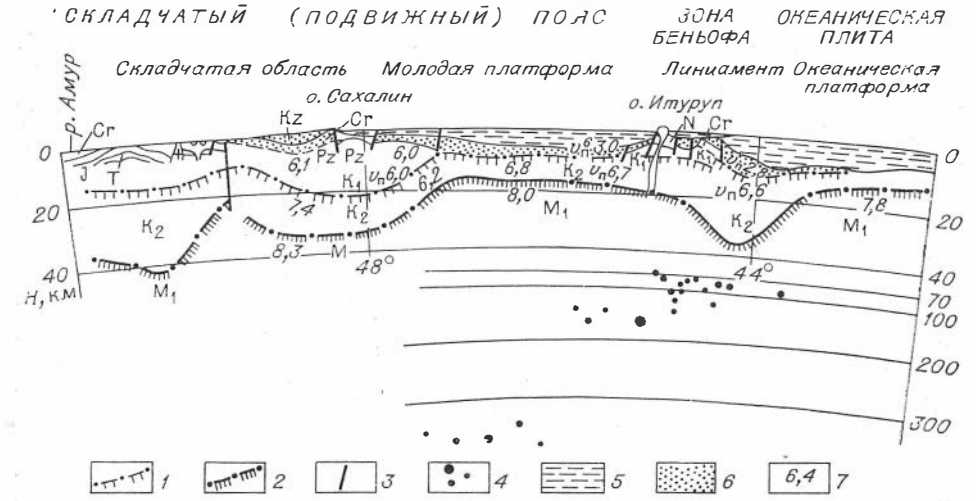


Рис. 42. Латеральные ряды глобальных и геоструктурных элементов Земли в разрезе через о. Сахалин, Южно-Охотскую впадину и Курильские острова (сейсмический разрез по Н. А. Беляевскому и А. Г. Родникову, 1971).

1 — поверхность базальтового слоя; *2* — поверхность Мохоровичича; *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; $v_п$ — пластовая скорость, км/с; v — средняя скорость, км/с.

ческими структурами. С другой — они бывают неоднородными по латерали, как структурные этажи.

Подобно другим «этажным» структурным элементам Земли смежные (залегающие друг на друге) геосферы, например земная кора и астеносфера (слои *A* и *B*, по К. Буллену, 1961), в целом существенно различаются по типу своего внутреннего строения. В частности, в земной коре практически на всех участках явно доминирует направленное по радиусам Земли изменение состава в соответствии с непрерывно растущими с глубиной давлением и температурой (*PT*-условиями). В подстилающей земную кору астеносфере, судя по ее многослойной (многоастеносферной) модели (рис. 43), структурные свойства вертикального разреза становятся ритмическими. Слои со сходными параметрами в разрезе этой геосферы неоднократно повторяются. В следующей геосфере *C* «ритмичность» вертикального разреза снова сменяется «направленностью».

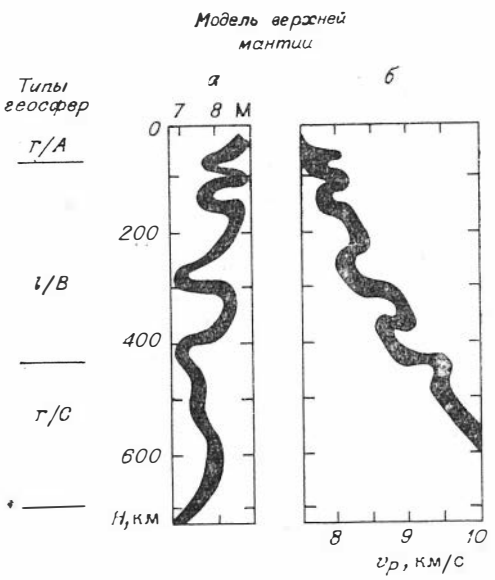


Рис. 43. Многоастеносферная модель верхней мантии зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану (по Р. З. Тараканову, И. В. Левому, 1967) и типы геосфер Земли (по О. А. Вотаху).

а — изменение продольной магнитуды (М); *б* — изменение скоростей продольных волн.

По этим различным типам структурных неоднородностей (о них сказано также в разделе о сейсмических границах, гл. III) можно наметить два типа чередующихся в разрезе Земли геосфер: 1) геосферы с повышенной радиусной расслоенностью, *r*-геосферы; 2) геосферы с по-

вышенной латеральной расчлененностью, *l*-геосферы. На примере земной коры видно (см. рис. 42, 44), что *r*-геосферы по отношению к глобальным элементам Земли являются транзитными. Они проходят, не меняя последовательности и состава слоев (базальтового, гранитного и осадочного), практически через границы всех известных типов глобальных элементов планеты.

Поскольку слои пониженных скоростей (волноводы) определяют все особенности строения верхних 400 км мантии, т. е. геосферы, непосредственно подстилающей земную кору (слоя или области *B* в моделях К. Буллена (1961) и Б. Гутенберга (1963), всю эту «многоастеносферную» геосферу можно называть астеносферой. Слоям с низкими скоростями сейчас уделяется особенно пристальное внимание благодаря предполагаемым их особенностям — низкой вязкости, текучести материала, близости температуры к точке плавления, возможной гравитационной неустойчивости (Артюшков, 1966; Белоусов, 1966). Сравнительно недавно выявлена «довольно отчетливая зависимость положения слоя низких скоростей от тектонической природы соответствующего района земного шара» (Магницкий, 1968, с. 6). Сопоставление скоростных разрезов Земли (Anderson, 1967) свидетельствует о том, что под континентальными плитами (древними кристаллическими массивами, континентальными платформами) он лежит на наибольшей глубине и слабее всего выражен, а местами, возможно, полностью отсутствует. Под молодыми складчатыми областями верхняя граница первого слоя пониженных скоростей находится сравнительно выше, и он практически начинается прямо под земной корой, которая под этими тектоническими областями утолщена.

В латеральном ряду глобальных элементов земного шара больше всего отличаются друг от друга по структуре и составу вертикальных разрезов континентальные плиты и срединные океанические хребты. Последние являются наиболее «раскрытыми» структурами Земли. В океанических хребтах «мантийный материал» очень близко подходит к земной поверхности, заполняя щели рифтовых впадин выплавленным из него базальтом. Срединно-океанические хребты — это глобальные антиподы континентальных плит.

Своеобразие глобальных структурных элементов «ложа» Мирового океана подчеркивается многими исследователями, которые называют их иногда «поясами внутриокеанических рифтовых структур» (Боголепов, Чиков, 1972), «георифтогеналями» (Удинцев, 1972), «океаническими орогенными поясами» (Хаин, 1973а), «океаническими подвижными поясами», «талассоарсисами» и «океаническими шрамами» (Пущаровский, 1972). Открытие срединных океанических хребтов, как уникальных структурных элементов планеты, справедливо считается важным моментом в становлении «глобальной тектоники».

В срединно-океанических хребтах обнаружена почти такая же «офиолитовая» ассоциация горных пород, какая встречается в основании земной коры на континентах. Как показывают новейшие данные по бурению океанического дна и анализ каменного материала, поднятого со склонов рифтовых долин срединно-океанических хребтов, здесь встречается следующая ассоциация горных пород (Пейве, Штрейс и др., 1971): карбонатные и глинисто-кремнистые осадки, переслаивающиеся с прослоями и пачками кремней, толеитовые базальты, зеленокаменные породы спилитового состава, метаморфизованные в условиях сланцевой фации метаморфизма и возникшие при изменении толеитовых базальтов и их туфов, а также долеритов, габброиды, габбро-диабазы и амфиболиты, серпентиниты и серпентинизированные ультраосновные породы. По геофизическим данным, они образуют четыре слоя земной коры — неконсолидированных осадков, консолидированных пород, «базальтовый» слой и мантию. Этот разрез,

как утверждают А. В. Пейве (1969), А. В. Пейве, Н. А. Шрейс и др. (1971), удивительно похож на офиолитовую формацию горных пород, которая уже давно известна геологам в пределах складчатых областей континентов как формация начального (инициального) этапа геосинклинального магматизма. В качестве примеров они приводят наиболее полные, относительно менее дислоцированные и не превращенные в меланж разрезы офиолитовых комплексов Урала, Камчатки, Лигурийского побережья Италии, массива Вуринос в Греции, горы Хатай в Турции, Новой Гвинеи, Кубы и Калифорнии, где снизу вверх в стратиграфической последовательности выделяются: серпентинизированные ультрабазиты — различного типа габбро, габбро-амфиболиты и амфиболиты — долериты — базальты и различного типа кремнистые породы (в том числе и радиоляриты), переслаивающиеся с пелитоморфными, часто кремнистыми известняками.

Такое сходство между разрезами позволило практически одновременно нескольким геологам (Пейве, 1969; Пейве и др., 1971, 1972; Coleman, 1971; Dickinson, 1971; и др.) сделать вывод, что в складчатых областях на континентах мы встречаемся с остатками «океанической коры» геологического прошлого, что следует выделять особую «океаническую» стадию развития континентов и что начальным стадиям развития складчатых областей отвечают срединно-океанические хребты Мирового океана. Это значит, что названные глобальные элементы резко отличаются друг от друга по строению «сводных» разрезов занимаемых ими участков поверхности. В структуре срединно-океанических хребтов отсутствуют практически все тектонические комплексы «послеокеанической стадии», которые на континентах, судя по данным глубинного сейсмического зондирования и анализу геофизических полей, составляют основную часть разреза земной коры.

Новые данные по глубокофокусным землетрясениям, распределение теплового потока на поверхности Земли, общая картина глобальных гравитационных аномалий, полученная по наблюдениям с искусственных спутников Земли, а также теоретические расчеты геофизиков подтвердили и уточнили положение гипотезы конвекционных течений о том, что структурные поверхности крупнейших неоднородностей мантии под океанами действительно должны иметь форму огромных (с горизонтальными размерами в несколько тысяч километров) конвекционных ячей, охватывающих мантию на всю ее мощность. Вершины восходящих ветвей океанических конвекций располагаются непосредственно и на небольшой глубине под рифтовыми зонами срединно-океанических хребтов, а нисходящие — уходят далеко под континент, особенно резко погружаясь в зонах глубоководных желобов, что создает ложное впечатление о механическом погружении всех «океанических плит» под края континентов. На схемах глубинного строения зоны перехода континент — океан (рис. 42, 44) океанические и континентальные части верхней мантии разделяются наклоненными под континент зонами гипоцентров землетрясений, так что общая картина сверхглубинных разломов, намечаемых по этим зонам, «...указывает на поддвиг океанического полушария под континентальное, или двусторонний надвиг континентального полушария на океаническое, или, наконец, на их встречное движение» (Хаин, 1973а, с. 492).

В некоторых динамических моделях «новой глобальной тектоники» такая морфология главных структурных элементов мантии и земной коры, т. е. частей планеты, окружающих ее ядро, отождествляется с мощными конвекционными течениями, способными транспортировать целые континенты и океанические плиты. Представление о конвекционных течениях в мантии считается одним из основных положений «плитной тектоники». С его помощью объясняется весь механизм дви-

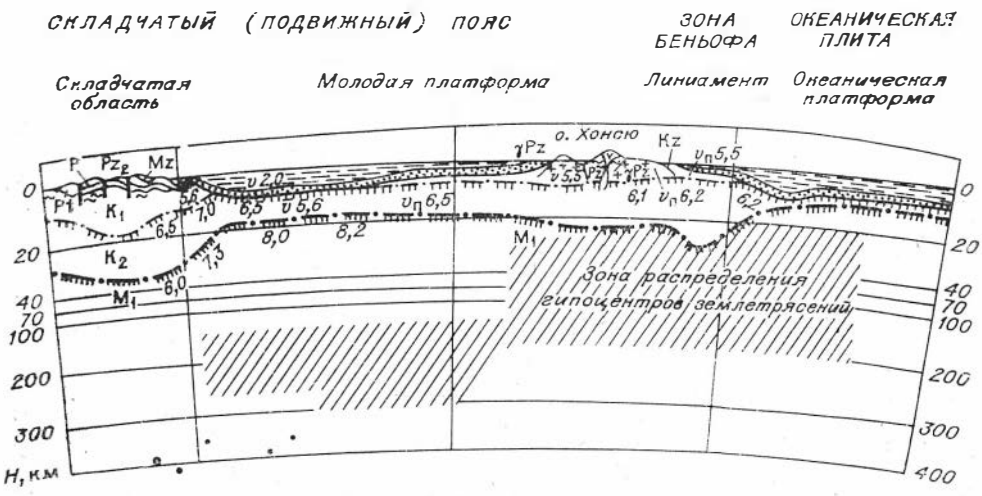


Рис. 44. Латеральные ряды глобальных и геоструктурных элементов Земли в разрезе через Япономорскую депрессию и сопредельные структуры (сейсмический разрез дан по Н. А. Беляевскому, А. Г. Родникову, 1971). Усл. обозн. см. на рис. 42.

жения глобальных плит. В подкоровых течениях 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 конвекционных течений встречает наиболее серьезные возражения (Ажгирей, 1971; Белоусов, 1966, 1968, 1972, 1973; Кириллова, Петрушевский, 1972; Люстих, 1965; Мясников и др., 1971а, б; Хаин, 1973а; Шейнманн, 1974).

Концепция простых тепловых конвекционных течений в значительной степени остается умозрительной (Хаин, 1973а). Она не находит ни теоретического обоснования, ни подтверждения прямыми наблюдениями. Косвенные доводы, которые приводятся в ее пользу (максимум теплового потока в рифтовых зонах океана и определения по гравитационным аномалиям со спутников фигуры геоида), говорят лишь о наличии в недрах Земли под океанами крупных неоднородностей, которые только по форме близки к «конвекционным ячеям». Простые конвекционные течения, гравитационные или тепловые, идущие прямо от ядра к дневной поверхности, в них невозможны. Этому препятствует слоистая структура «конвекционных ячей», обусловленная разделением их вертикального разреза на сферы разной плотности и вязкости, разного минерального и, возможно, химического состава. Геосферы Земли, по крайней мере некоторые, транзитно переходят из океанических конвекций в континентальные, так что окружающие ядро части планеты, как и все другие ее элементы, находятся в «связанном» состоянии. Внешние по отношению к ядру части планеты имеют не «конвекционную», а «конвекционно-сферическую» структуру.

В последние годы получены 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. Механические напряжения приводят к появлению разного рода дефектов — разрывов, надвигов, деформаций и т. п. Физические свойства горных пород и условия 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 (Пинус и др., 1973; Ломизе, 1972; Шило и др., 1974; Miyashiro, 1961; Moore, 1970). Установлена прямая зависимость размеров поверхностных деформаций — ундаций (Bemmelen, 1933, 1965) — от глубины их проникновения в недра планеты. Только мегаундации — самые крупные изгибы твердой поверхности Земли, отвечающие континентам и океанам,— связаны с изменениями в структуре нижней мантии.

Теоретически и экспериментально (на минералах и горных породах) доказана зависимость структурно-вещественных единиц Земли от условий давления, температуры и занимаемого объема, непостоянство которых во всех частях планеты приводит к дифференциации вещества (Артюшков, 1966, 1970; Белоусов, 1966, 1968; В. С. Соболев и др., 1972; Шейнманн, 1968, 1972). Петрографическая неоднородность состава верхней мантии (геосферы *B*, астеносферы) как по латерали, так и по вертикали подтверждается и общим распределением в ней пород, известных в настоящее время по ксенолитам трубок взрыва (В. С. Соболев и др., 1972; Н. В. Соболев, 1968). Наибольшие различия в составе астеносферы намечаются между ее участками, расположенными под континентами, с одной стороны, и под океанами — с другой.

В метаморфических, магматических и гипербазальных (сверхглубинных, мантийного происхождения) формациях «динамическая» зависимость состава геосферы от *PT*-условий выражена неповторимой последовательностью фаций в разрезах некоторых геосфер и в радиальных разрезах планеты в целом. Они состоят из направленного ряда геосфер, неповторимость которых связана с направленным в глубь Земли изменением температуры и давления.

На фоне этой неповторимой последовательности проявляется ритмическая слоистость контрастно в *l*-геосферах (слоях *B* и *D′* схемы К. Буллена, 1961) и менее отчетливо в *r*-геосферах (в земной коре и слое *C*). Исходя из гипотезы глубинной дифференциации, такую структуру разрезов на глубине можно объяснить, например, периодическим возникновением в процессе глубинной дифференциации вещества «инверсии плотностей», вызванной локальным образованием сравнительно легких расплавов (Белоусов, 1966, 1968). Границы геосфер, как пологие сейсмические границы (см. о них в гл. III), могут быть резкостными и постепенными. В вертикальном разрезе и по латерали резкостные и постепенные границы чередуются. В известном смысле происходит «миграция» структурных элементов, аналогичная миграции прогибов в различных структурных этажах земной коры, о которой говорилось в главе II. Степень ранговой дифференцированности по мере движения в глубь планеты по ее сферам уменьшается. Если в земной коре имеются единицы разнообразных ранговых уровней до геоструктур включительно, то во внешнем ядре дифференцированность вряд ли выше уровня молекул и минералов (см. рис. 47).

Расчеты Р. ван Беммелена (Bemmelen, 1965) и Е. В. Артюшкова (1970), в частности, показывают, что исходным уровнем породной дифференциации можно считать границу мантия — ядро.

Степень дифференцированности состава Земли по ее радиусам в целом увеличивается от океанов к континентам, что особенно хорошо видно по составу земной коры. На континентах, например, имеются мощные осадочный, гранитный и базальтовый слои. Коренные различия в структуре материков и океанов предполагают столь же существенные различия на глубине — либо в составе, либо в характере структур. Об этом, в частности, говорят сопоставления суммарных химических составов и масс океанической и континентальной коры,

приводящие к выводу, что «...процесс дифференциации на глубине много мощней под континентами, чем под океанами» (Шейнманн, 1972, с. 38).

Итак, мы имеем два основания для обособления континентальных и океанических частей планеты: во-первых, последовательное увеличение дифференцированности состава в направлении от срединных океанических хребтов к континентальным плитам (5—1 на рис. 45); во-вторых, такое же последовательное увеличение структурной дифференцированности геосфер в направлении от внешнего ядра к земной коре ($D'' — A$ на рис. 45). Принимая во внимание, что состав тектонических единиц и их структура находятся в периодической зависимости, мы получаем возможность вычленить в разрезе Земли ее океанические и континентальные части.

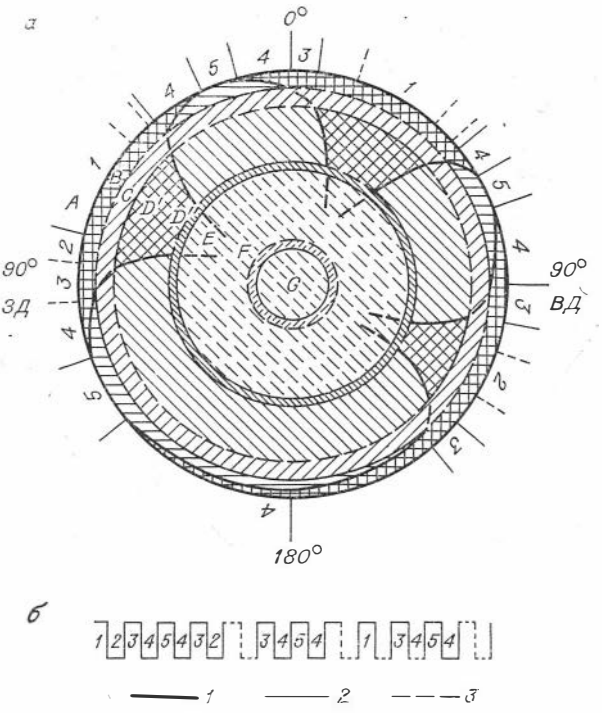


Рис. 45. Конвекционно-сферическая модель планеты (*а*) и структура пояса ее глобальных элементов (*б*) в экваториальном сечении.

1 — границы частей планеты; *2* — границы геосфер резкостные; *3* — границы геосфер постепенные. Цифрами 1—5 обозначены различные типы строения разрезов мантии и земной коры, отвечающие глобальным структурам: континентальным плитам (1), складчатым поясам (2), зонам Беньофа (3), океаническим плитам (4), срединным океаническим хребтам (5).

Самые крупные тектонические структуры — глобальные элементы Земли и ее части — характеризуются такими же основными парами противоположных структурных свойств, какие обнаружены в элементах меньших рангов в ходе применения принципа возраста главной складчатости для тектонического расчленения континентов: 1) цикличностью строения и эволюционной структурой разрезов, 2) кратным содержанием одних элементов в составе других и их связностью. Это позволяет использовать для выделения глобальных структур те же принципы, что лежат фактически в основе обособления разновозрастных платформ и складчатых областей. Последние, как известно, выделяются в земной коре как участки с определенным типом строения ее вертикальных разрезов. На традиционном языке исторической геологии такой способ выделения «незамкнутых» (открытых, эволюционных, направленных и т. п.) структур по сводным разрезам участков земной поверхности называется районированием по типам тектонического развития (Белоусов, 1962), истории развития (Хаин, 1964), по тектоническим режимам (Спижарский, 1973).

На рис. 45 глобальные элементы Земли (они обозначены цифрами 1—5) представлены в виде определенных типов строения радиальных разрезов планеты под различными участками ее поверхности. В отличие от геоструктур земной коры — древних и молодых платформ, складчатых областей и т. д. — такие разрезы глобальных элементов будут характеризовать более крупные латеральные неоднородности Земли, охватывающие не только земную кору, но и все геосферы мантии.

Пока что можно наметить латеральный ряд из пяти типов радиальных разрезов, различающихся по степени структурной дифференцированности вещества Земли: континентальные плиты — складчатые пояса — зоны Беньофа — океанические плиты — срединные океанические хребты.

Пояс этих глобальных структурных элементов в экваториальном сечении (см. рис. 45) имеет периодическую структуру. Сдвоенные по центрам симметрии (континентальным плитам и срединно-океаническим хребтам) ряды глобальных элементов образуют континентальные и океанические «конвекционно-сферические ячеи» — континенты и океаны в глобальном геофизическом смысле. Вместе с земным ядром они являются самыми крупными по рангу структурами — частями планеты (см. рис. 47).

В построенной таким способом поясной конвекционно-сферической модели строения Земли геосферы (области, или слои *A*, *B*, *C*, *D′*, *D″*, *E*, *F*, *G* в схемах К. Буллена, 1961 и Б. Гутенберга, 1963) выступают в качестве некоторых уровней ранговых и фазовых переходов, связанных с периодическим изменением (инверсией) главных структурных свойств в вертикальном разрезе планеты и в латеральных рядах, по геосферам. Подобно транзитным слоям земной коры, переходящим из одних геоструктур в другие, транзитные геосферы (*A*, *C*, *D″*) пересекают все глобальные элементы и конвекционные ячеи, связывая их в один пояс. Благодаря наличию резкостных и постепенных («закрытых» и «открытых») границ сами геосферы тоже оказываются тесно связанными друг с другом.

Такую вертикальную связь между слоистыми элементами Земли (структурными этажами) в геотектонике принято описывать как унаследованное развитие. Л. П. Зоненшайн (1971), например, рассматривая историю тектонического развития эвгеосинклинальных зон складчатых поясов, приводит убедительные данные, подтверждающие их тесную историко-генетическую и структурную связь с глубокими недрами. Через эвгеосинклинали и сверхглубинные разломы — тектоносферы Ю. М. Шейнманна (1968) — участки земной коры, занятые складчатыми поясами, связаны непосредственно с мантийными геосферами. Это видно из того, что в эвгеосинклинальных зонах складчатых поясов сосредоточены продукты мантийного магматизма, а сопровождающие их разломы, как показывают геофизические исследования, прослеживаются по крайней мере до верхних горизонтов верхней мантии.

Существование «корней» крупных структурных элементов земной коры в мантии и унаследованное развитие тектонических структур совершенно правильно считается одним из основных аргументов против гипотезы дрейфа континентов и мобилистских построений «новой глобальной тектоники» (Шатский, 1965; Белоусов, 1972; Косыгин, 1969; Кириллова, Петрушевский, 1972; Хаин, 1973а; Фурмарье, 1971; Шейнманн, 1974; Mooge, 1970).

Поскольку подавляющее большинство элементов Земли находится в «связанном» состоянии, их относительные перемещения без перестройки структуры в целом происходить длительное время не могут. Крупные горизонтальные смещения глобальных плит осуществляются, очевидно, таким же способом, как миграция складчатых областей, прогибов, фациальных зон и минеральных масс, т. е. путем разрушения крупных структурно-вещественных единиц и создания структурных элементов меньшего ранга, за счет чего в основном и происходит поступательное смещение границ на значительные расстояния. Структурные элементы разного ранга оказываются связанными между собой целой цепочкой функциональных зависимостей. Длительное нарушение равновесия в любом звене этой цепи приводит к реорганизации структуры на всех или нескольких, если этого достаточно для компен-

сации нарушения, ранговых уровнях. Складчатые области и пояса, например, могут мигрировать, наращивая край континентов в сторону океана, или, наоборот, разрушать континентальные плиты, постепенно «наползая» на них своими частными прогибами.

Разрушение рельефа континентов также непрерывно компенсируется перестройкой земной коры. Коэффициент такой изостатической компенсации рельефа, с учетом слоя воды в океанах, составляет в среднем на суше 91%, на морях и океанах 99% (Люстих, 1957; Артемьев, 1966). Сопоставление гравиметрических и сейсмологических данных (с отклонениями 10%) говорит о справедливости известной схемы Эри (Airy, 1855): толщина коры тем больше, чем выше уровень рельефа (Гурарий, Соловьева, 1963; Сажина, Грушинский, 1972; Woollard, 1959).

Отмеченные отклонения от закона изостатической компенсации легко могут быть объяснены тем, что «компенсация», как и вся ранговая перестройка, идет «запаздывающей волной». Так, перед фронтом многеосинклинальных комплексов, складчатых областей или континентов мы часто видим разрывные нарушения, в том числе и надвиги, которые, сопровождая миграцию, по времени проявления либо отстают, либо значительно опережают смещение самих прогибов (см. рис. 29, 36, 37, 40, 42, 44).

Все это исключает перемещение континентов в виде отдельных свободно плавающих плит на значительные расстояния, как это предполагается в концепции «плитной тектоники». Альтернативные идеи «неомобилизма» и «фиксизма» в тектонике должны быть, вероятно, заменены идеей «волновой миграционной подвижности» структурных элементов путем ранговых преобразований.

Это обстоятельство находит подтверждение и в крупнейшем эмпирическом обобщении о большом круговороте горных пород земной коры: магматические — осадочные — метаморфические. В каждом звене этой замкнутой цепи предшествующее состояние горных пород (магма, твердый осадок или горячий раствор) устанавливается по их с т р у к т у р е, по которой определяется и принадлежность пород к магматическому, осадочному или метаморфическому классу. Следовательно, преобразование структуры Земли даже в ее коре начинается по крайней мере с уровня горных пород и минералов.

ПЕРИОДИЧЕСКАЯ СИСТЕМА РАНГОВЫХ ЭЛЕМЕНТОВ — ОСНОВА ОБЩЕЙ ТЕОРИИ СТРОЕНИЯ ЗЕМЛИ

Многолетний опыт тектонического расчленения земной коры, накопленный в результате широкого использования принципа возраста главной складчатости для районирования континентов, показал, что «он не является единственно возможным принципом тектонического районирования, однако для карт мелкого масштаба, схватывающих обширные территории, он, несомненно, наиболее пригоден» (Яншин, 1966, с. 13).

Действительно, принцип возраста главной складчатости, как мы видели, вполне удовлетворительно описывает структуру Земли на нескольких ранговых уровнях. Он позволяет оптимальным образом расчленять земную кору с детальностью до элементов геоструктурной триады: тектонических комплексов, мегакомплексов и геоструктур. Поэтому следует согласиться с утверждением В. Е. Хаина (1964, с. 430): «Ведущее значение этого исторического принципа тектонического районирования не подлежит никакому сомнению и оно, наверняка, сохранится и в будущем. Однако его практическое применение, в особенности при составлении карт относительно небольших территорий,

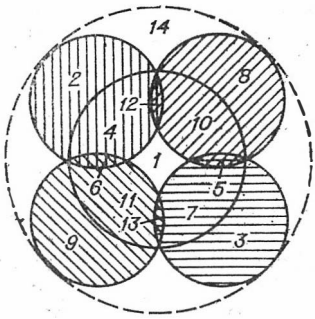


Рис. 46. Схема формальных логических отношений между самыми общими понятиями, с помощью которых определяется число ранговых уровней и строится общая систематика ранговых элементов Земли (пояснения см. в тексте).

наталкивается на ряд трудностей...». Об этих трудностях мы уже говорили. Все они так или иначе связаны с тем, что на картах разного масштаба показываются геологические объекты различного ранга. При одном масштабе изображения в поле зрения попадают геоструктуры, при другом — элементарные тектонические комплексы; при следующем увеличении масштаба в фокусе оказываются уже элементарные формации, породы и т. д. Стало быть, задача заключается не в поиске для того или иного масштаба совершенно новых принципов тектонического расчленения и районирования. Такой поиск ведется уже длительное время, но вряд ли можно сказать, что взамен, например, детального картирования или расчленения толщ по возрасту главной складчатости было придумано нечто принципиально новое и более совершенное.

Все ранговые или масштабные трудности, как это показано на предыдущих страницах, этим способом не разрешаются. Для их преодоления, очевидно, необходимо с помощью самых общих понятий объединить принципы тектонического расчленения, разработанные при составлении разномасштабных тектонических карт, в единую систему, которая впоследствии и станет основой для создания обобщающей теории. Такую объединяющую роль, в частности, могут играть понятия, отражающие две пары отмеченных ранее главных структурных свойств: 1) цикличность строения, 2) направленность, 3) дискретность (кратное содержание), 4) связанность (способность к соединениям).

Используя эти противоположные свойства, правило, по которому они изменяются в процессе ранговых преобразований (периодическую ранговую инверсию структурных свойств), а также формальную логику (диаграммы Вена, логику классов), можно определить общее число ранговых уровней в структуре Земли (рис. 46).

Главные структурные свойства на этом рисунке символизируют четыре круга малого диаметра. Внешний круг отражает факт вхождения структур всех уровней в состав планеты. Внутренний круг и зоны пересечения четырех малых кругов обозначают, что крупные элементы планеты приобретают строгую ориентировку по отношению к ее центру; соответственно на некотором ранговом диапазоне появляются два вектора изменения главных структурных свойств — латеральный и вертикальный. Область в центре представляет мельчайшую, или изначальную, структурную единицу (атом). В составленной по этой схеме системе ранговых элементов Земли (рис. 47) выделяется 14 ранговых уровней. Структурные элементы разных рангов в системе связаны по закону периодической смены (инверсии) свойств. По мере перехода от четных ранговых уровней к нечетным главнейшие свойства структуры, по элементам предшествующего ранга, меняются (по одному или нескольким измерениям) на противоположные: циклические становятся направленными, а дискретные — связанными, и наоборот. Все нечетные элементы системы (III — минералы, V — наборы горных пород, VII — группа формаций, IX — слои земной коры, XI — геосферы и XIII — части планеты) вычленяются как «вещество» — по исчезновению, например, циклической повторяемости тех элементарных ячей — единиц предшествующего ранга, из которых они состоят. Четные элементы системы (II—XII) вычленяются по признаку «эволюционности» (или незамкнутости, неповторимости, направленности) строения, их границы прово-

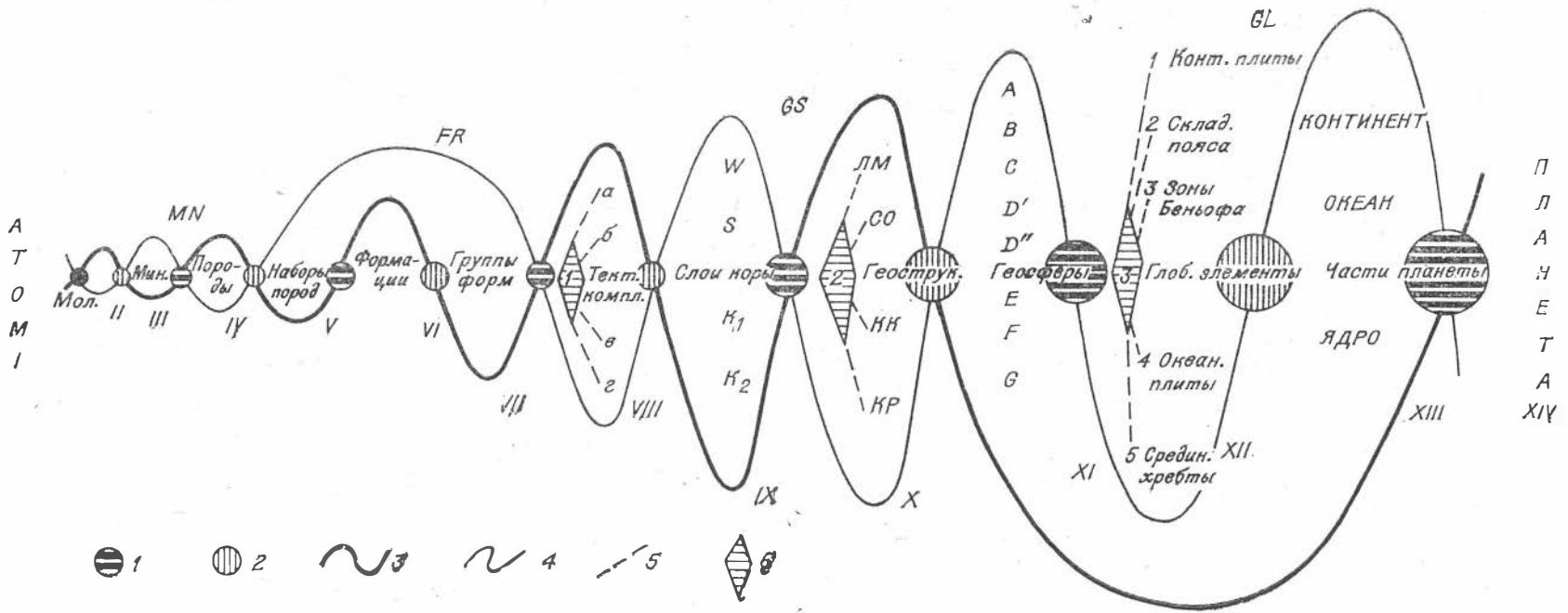


Рис. 47. Система ранговых элементов Земли.

1, 2 — α-, β-структуры; *3* — первая пара свойств (цикличность и направленность); *4* — вторая пара (дискретность и связанность); *5* — отношение частичного включения «системных» элементов в «классификационные»; *6* — краевые системы (1 — элементарные, 2 — платформ и складчатых областей, 3 — глобальные). Пересечениями 3-го и 4-го знаков с горизонтальной осью рисунка показана инверсия свойств. I—XIV — ранговые уровни. Двойными буквами обозначены диапазоны: *MN* — минеральный, *FR* — формационный, *GS* — геоструктурный, *GL* — глобальный. На уровне VIII показаны типовые ряды комплексов: *а* — плитные, *б* — орогенные, *в* — геосинклинальные, *г* — глубинных разломов (развернутую систематику см. на рис. 32); на уровне IX — слои земной коры: *W* — водный, *S* — осадочный, K_1 — гранитный, K_2 — базальтовый; на уровне X — основные типы геоструктур: КР — кратоны, КК — квазикратоны, СО — складчатые области, ЛМ — линеаменты (вариант развернутой систематики см. на рис. 1); на уровне XI дана последовательность геосфер по К. Э. Буллену (1961) и Б. Гутенбергу (1963).

дятся по «структурному» признаку. Таким образом, полное множество ранговых элементов Земли представлено двумя их типами. При выделении первых (α-структур) доминирует «вещественный» фактор, а при вычленении вторых (β-структур) доминантным становится фактор структурный. Крайние члены системы (атом и планета, γ-элементы), являясь главными уровнями организации вещества, совмещают в себе эти противоположные свойства.

Ранговые элементы, расположенные между главными уровнями организации вещества, группируются в четыре ранговых диапазона: минеральный (II—IV), формационный (V—VII), геоструктурный (VIII—X) и глобальный (XI—XIII). Правила, по которым выделяются ранги в каждом диапазоне, будут, вероятно, несколько различными (их уточнение — задача будущего) в связи с изменением характера общей пространственной ориентировки элементов при переходе из одного диапазона в другой.

В формационной триаде ранговых элементов Земли (V—VII на рис. 47) α-структурным элементам, например, соответствуют наборы горных пород и группы формаций, а находящиеся между ними элементарные геологические формации, такие как флиш, попадают в категорию β-элементов Земли. Такое разделение всех формаций на две группы соответствует предложению В. Е. Хаина (1973б, с. 10) о том, что «с точки зрения эффективности тектонического контроля все формации могут быть разделены на две группы — стенотектонические, обладающие строгой тектонической приуроченностью (флиш, альпинотипные гипербазиты, гранитные батолиты), и эвритектонические, менее чувствительные к изменениям тектонического режима (большинство карбонатных формаций, толеитовые базальты и др.). По терминологии Т. Н. Спижарского (1973, с. 68—69), α-формации (эвритектонические) будут близки к понятию «геологическое тело», а β-формации (стенотектонические) — к понятию «тектоническое тело».

Поскольку предложенная здесь ранговая система в целом охватывает полное множество тектонических единиц и объединяет, по закону периодической ранговой инверсии структурных свойств, исходные понятия и принципы частных теорий, ее можно рассматривать как одну из возможных основ для построения в будущем общей теории строения Земли.

Авербух А. Г. Тектоническое строение юга Днестровско-Прутского междуречья по данным региональных сейсмических работ.— «Геотектоника», 1965, № 4, с. 110—112.

Ажгирей Г. Д. Происхождение и развитие материков и океанических впадин.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1971, № 3, с. 20—33.

Алексеев А. С. и др. Результаты изучения горизонтальных неоднородностей верхней мантии по профилю Памир — Байкал.— В кн.: Математические проблемы геофизики. 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., Аит Лаусин Н., Корж М. В., Мкртчян О. М., Оруджева Д. С., Саид А., Яковлев В. М. Геология и нефтегазоносность Алжирской Сахары. М., «Недра», 1971. 326 с.

Алиев М. М., Аит Лаусин Н., Сейфуль-Мулюков Р. Б., Шихалибейли Э. Ш., Высоцкий В. И., Саид А. Геология и нефтегазоносность Алжирских Атласов. М., «Недра», 1971. 245 с.

Алиев М. М., Шихалибейли Э. Ш., Саид А., Ахмедов О. М., Вотах О. А., Гасанов А. Г., Морозов А. А. Основные типы тектонических структур и нефтегазоносные комплексы Северного Алжира.— «Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле», 1970, № 6, с. 3—17.

Анатольева А. И. Домезозойские красноцветные формации. Новосибирск, «Наука», 1972. 348 с.

Арбатов А. А., Бурштар М. С., Кирюхин Л. Г., Чернобров Б. С., Швемберг Ю. Н. О тектоническом районировании молодых плит (на примере Скифской и Туранской).— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1973, № 4, с. 84—95.

Арган Э. Тектоника Азии. Пер. с франц. ОНТИ, 1935.

Артемьев М. Е. Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического истолкования. М., «Наука», 1966. 138 с.

Артюшков Е. В. О характере изменения вязкости верхней мантии с глубиной.— «Физика Земли», 1966, № 8, с. 8—21.

Артюшков Е. В. Дифференциация по плотности вещества Земли и связанные с нею явления.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1970, № 5, с. 18—31.

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., Гостоптехиздат, 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.

Афанасьев Г. Д. О строении и составе верхней оболочки Земли.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1973, № 4, с. 3—23.

Ахмедов О. М., Вотах О. А., Гасанов А. Г., Морозов А. П., Окромчедлидзе Д. П. О тектоническом районировании Северного Алжира.— «Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле», 1973, № 2, с. 48—53.

Ахмедов О. М., Вотах О. А., Шихалибейли Э. Ш. Геологические формации и структурные этажи (на примере Северного Алжира).— «Азерб. нефт. хоз-во», 1972, № 2, с. 3—5.

Баженов Л. Б. Строение и функции естественнонаучной теории.— В кн.: Синтез современного научного знания. М., «Наука», 1973, с. 390—420.

Баженова Т. К., Высоцкий В. И. Геотектоническая природа приенисейской части Сибирской платформы.— «Вестник МГУ. Сер. геол.», 1965, № 3, с. 24—31.

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.

Бархатов Б. П., Платунова А. П. Неомобилизм, его перспективы.— «Вестник ЛГУ», 1973, № 6, с. 5—14.

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., Че-

репанов В. А. Изучение уровней организации вещества.— В кн.: Проблемы развития советской геологии. Л., 1971, с. 116—193. (Труды ВСЕГЕИ. Новая сер.).

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.

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Изд. 2-е. М., Госгеолтехиздат, 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. Тектоносфера Земли: идеи и действительность.— «Вестник АН СССР», 1972, № 7, с. 74—80.

Белоусов В. В. О причинах эндогенных процессов.— «Вестник МГУ. Геология», 1973, № 2, с. 20—36.

Белоусов В. В., Косминская И. П. Строение и развитие переходных зон между материками и океанами.— В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. Верхняя мантия. М., «Наука», 1970, с. 7—24.

Беляевский Н. А. Земная кора в пределах территории СССР. М., «Недра», 1974. 280 с.

Беляевский Н. А., Вольвовский И. С., Рябов В. З. О природе сейсмических слоев и границ в земной коре.— В кн.: Природа глубинных границ. М., «Наука», 1972.

Берзин Н. А. Зона Главного разлома Восточного Саяна. М., «Наука», 1967. 146 с.

Бернал Дж. Д. Стратегия исследования.— В кн.: Наука о науке. М., «Прогресс», 1966, с. 385—399.

Билинкис Г. М., Бобринский В. М., Бургеля Н. К., Друмя А. В. и др. Палеотектоника Молдавии. Кишинев, «Картя молдавеняскэ», 1965. 94 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 тектоническом расчленении докембрийских образований фундамента Восточно-Европейской платформы.— «Вестник МГУ. Геология», 1967, № 1, с. 8—26.

Богданов А. А., Зоненшайн Л. П., Муратов М. В., Наливкин В. Д., Пущаровский Ю. М., Хаин В. Е., Цейслер В. М., Штрейс Н. А. Тектоническая номенклатура и классификация основных структурных элементов земной коры материков.— «Геотектоника», 1972, № 5, с. 3—21.

Богданов А. А., Муратов М. В., Хаин В. Е. Об основных структурных элементах земной коры.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1963, т. XXXVIII, № 3, с. 3—32.

Боголепов К. В. Мезозойская тектоника Сибири. М., «Наука», 1967. 328 с.

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., Чиков Б. М. Структурные провинции ложа океанов и принципы их выделения.— «Геол. и геофиз.», 1972, № 12, с. 3—36.

Бонди Г. Гипотезы и мифы в физической теории. Пер. с англ. М., «Мир», 1972. 104 с.

Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., «Недра», 1967. 303 с.

Боровиков А. М. Математизация геологии — ее методик или методологии?— В кн.: Пути познания Земли. М., «Наука», 1970, с. 118—131.

Борукаев Ч. Б., Косыгин Ю. А., Парфенов Л. М. Принципы тектонического районирования докембрия. Ст. 1. Тектоническое расчленение докембрийских толщ.— «Геол. и геофиз.», 1969, № 1, с. 3—15.

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.

Булин Н. К. Об одной сейсмической границе в консолидированной земной коре Евразии.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1974, № 8, с. 5—25.

Буллен К. Э. Глубокие недра Земли.— В кн.: Планета Земля. М., ИЛ, 1961, с. 33—50.

Бураковский В. Е., Гуревич Б. Л. К вопросу о границе Восточно-Европейской платформы в северо-западном секторе Черного моря и южной части междуречья Прут — Днестр.— «Докл. АН СССР», 1970, т. 193, № 3, с. 656—658.

Бурштар М. С., Чернобров Б. С., Швембергер Ю. Н. Геотектоническое районирование фундамента предкавказской части Скифской плиты.— «Сов. геология», 1972, № 6, с. 79—87.

Вассоевич Н. Б. История представлений о геологических формациях (геогенерациях).— «Труды ВСЕГЕИ», 1966, т. 128, с. 5—35.

Вахтомин Н. К. Генезис научного знания. М., «Наука», 1973. 283 с.

Ващилов Ю. Я. Блоково-слоистая структура земной коры и верхней мантии и представления об астеносфере.— В кн.: Изостазия. М., «Наука», 1973, с. 31—44.

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.

Войткевич Г. В. Происхождение и химическая эволюция Земли. М., «Наука», 1973. 166 с.

Волобуев М. И., Зыков С. И. и др. Геохронология Енисейского кряжа.— В кн.: Междунар. геол. конгресс, XXII сессия. Докл. сов. геологов. (Пробл. 3). М., Изд-во АН СССР, 1964.

Вольвовский И. С. Сейсмические исследования земной коры в СССР. М., «Недра», 1973. 207 с.

Воробьев И. В. К вопросу о вендско-рифейских осадочных формациях Енисейского кряжа.— В кн.: Вопросы геологии Красноярского края. М., Изд-во МГУ, 1964.

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.

Воронов П. С. Очерки о закономерностях морфометрии глобального рельефа Земли. Л., «Наука», 1968. 123 с.

Воскресенский И. А., Корнев Г. П., Любофеев В. Н. Новые данные о строении фундамента Скифской плиты в пределах Западного Предкавказья.— «Докл. АН СССР», 1972, т. 202, № 4, с. 903—904.

Вотах О. А. Тектоника докембрия западной окраины Сибирской платформы. М., «Наука», 1968. 138 с.

Вотах О. А. Главные типы тектонических структур осадочной оболочки континентов.— «Геол. и геофиз.», 1969, № 2, с. 3—12.

Вотах О. А. Тектонические структуры фундаментов древних платформ.— В кн.: Вопросы тектоники докембрия коптинентов. М., «Наука», 1970, с. 45—50.

Вотах О. А. Элементарные тектонические комплексы земной коры и геологические формации.— «Геол. и геофиз.», 1972, № 8, с. 10—20.

Вотах О. А. Принципы тектонического районирования по возрасту главной складчатости, глобальная тектоника и основа общей теории строения Земли.— «Геол. и геофиз.», 1973, № 9, с. 3—14.

Вотах О. А. Параметры тектонических комплексов земной коры и их зависимость от энергии физических полей.— «Докл. АН СССР», 1974, т. 216, № 6, с. 1273—1276.

Вотах О. А., Козлов Г. В. Об угловых несогласиях на границе кембрия и докембрия в Туруханском районе.— «Геол. и геофиз.», 1965, № 7, с. 109—111.

Вотах О. А., Козлов Г. В., Мессинёв А. Ю., Микуцкий С. П. Новые данные о докембрии Туруханского района.— «Докл. АН СССР», 1965, т. 162, № 5, с. 1123—1126.

Вотах О. А., Козлов Г. В., Шишкин Б. Б. Строение докембрийского этажа в Игарском районе.— «Геол. и геофиз.», 1968, № 3, с. 50—56.

Вотах О. А., Сафаров Э. А., Полухтович Б. М., Геник И. В. Типы тектонических структур в зонах сочленения древних и молодых платформ (на примере Молдавии и Юго-Западной Украины).— «Геол. и геофиз.», 1969, № 10, с. 3—9.

Вотах О. А., Соловьев В. А. Система понятий статической тектоники осадочной оболочки континентов.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 4, с. 127—139.

Вотах О. А., Шибистов Б. В. Строение докембрийского этажа в Иркинеевском выступе Енисейского кряжа.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. III. Тектоника Сибирской платформы. М., «Наука», 1970, с. 201—204.

Вылцан И. А. Осадочные формации Горного Алтая. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1974. 187 с.

Гайнанов А. Г. Строение земной коры и верхней мантии океанов.— В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. М., «Наука», 1968, с. 43—51.

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., Шлезингер А. Е., Яншин А. Л. Типы структур молодых платформ Евразии.— «Геотектоника», 1965, № 1, с. 38—50.

Гаркаленко И. А., Белокуров В. С. Глубинное строение Черноморской впадины.— «Геол. журнал», 1971, т. 31, № 6.

Глушко В. В. Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов. М., «Недра», 1968.

Глушко В. В., Клиточенко И. Ф., Попов В. С., Чирвинская М. В. Тектоника Украины.— В кн.: Междунар. геол. конгресс, XXI сессия. Докл. сов. геологов. М., «Недра», 1960.

Гогель Ж. Основы тектоники. М., «Мир», 1969. 440 с.

Годин Ю. Н. Глубинное геологическое строение Туркмении и его изучение по геофизическим данным. М., «Недра», 1969. 252 с.

Гончаров В. П., Непрочнов Ю. П., Непрочнова А. Ф. Рельеф дна и глубинное строение Черноморской впадины. М., «Наука», 1972. 157 с.

Городницкая Б. А., Деменицкая Р. М. Модель земной коры.— «Геофизические методы разведки в Арктике», Л., 1968, вып. 5, с. 47—63.

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., Рempель 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, 1974, с. 86—90.

Гурарий Г. З., Соловьева И. А. Строение земной коры по геофизическим данным.— «Труды ГИН АН СССР», 1963, вып. 98.

Гурари Ф. Г., Казаринов В. П. и др. Геология и нефтегазоносность Западно-Сибирской низменности — новой нефтеносной базы СССР. Под ред. Н. Н. Ростовцева, А. А. Трофимука. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963. 201 с.

Гусев А. И. К геологии и нефтеносности Туруханского района.— «Вестник ЗСГУ», 1939, № 5, с. 16—20.

Гутенберг Б. Физика земных недр. М., ИЛ, 1963. 263 с.

Даценко В. А. Стратиграфия докембрийских и кембрийских отложений северо-запада Сибирской платформы.— «Труды НИИГА», Л., 1963, т. 133, вып. 1, с. 5—23.

Давыдова Н. И., Краснопевцева Г. В., Манилов С. А. и др. Результаты глубинного сейсмического зондирования земной коры на Кавказе.— В кн.: Глубинное строение Кавказа. М., «Наука», 1966, с. 43—56.

Дедеев В. А. Сравнительный анализ тектоники фундамента молодых и древних платформ (на примере европейской части СССР, Западной Сибири и Средней Азии). Автореф. докт. дис. М., 1970. 56 с.

Дедеев В. А., Наливкин В. Д. и др. Проект классификации тектонических структур платформенного чехла. Л., Изд. ВНИГРИ, 1963.

Деменицкая Р. М. Кора и мантия Земли. М., «Недра», 1967. 280 с.

Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Фации метаморфизма. М., «Недра», 1970. 432 с.

Драгунов В. И. Геологическое строение южной части западного обрамления Тунгусской синеклизы.— «Матер. ВСЕГЕИ», 1959, вып. 23, с. 44—59.

Драгунов В. И. Туруханский и Игарский районы.— В кн.: Стратиграфия СССР. Верхний кембрий. М., Госгеолиздат, 1963.

Драгунов В. И. Основные понятия учения о геологических формациях.— В кн.: Геологические формации. Л., Изд. ВСЕГЕИ, 1968, с. 21—27.

Драгунов В. И. Онтологические аспекты геологии.— В кн.: Проблемы развития советской геологии. Л., 1971, с. 85—101. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. серия, т. 177).

Драгунов В. И. Геологические формации. Л., «Недра», 1973. 23 с.

Друмя А. В., Иванчук П. К., Каниковский В. И., Негадаев-Никонов К. Н. Тектоника Молдавской ССР. М., Изд-во АН СССР, 1961. 44 с.

Дубинский А. Я., Сытин Ю. И., Чихачев П. К. Некоторые черты геологического строения и истории развития Скифско-Туранской плиты.— В кн.: Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. М., «Наука», 1965, с. 96—105.

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.

Ермаков Ю. Г. Схема тектонической структуры Прпчерноморской окраинной впадины Восточно-Европейской платформы.— «Геотектоника», 1968, № 3, с. 102—107.

Ермиков В. Д. Тектоника мезозойского орогенного комплекса Хангай-Хэнтэй-Яблоново-Становой горной области.— В кн.: Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии. Новосибирск, «Наука», 1972, с. 185—256.

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. В. Татарский глубинный разлом и Татарская зона смятия в Енисейском кряже.— «Геол. и геофиз.», 1974, № 8, с. 160—164.

Замараев С. М. Краевые структуры южной части Сибирской платформы. М., «Наука», 1967. 248 с.

Захаров С. А. Развитие тектонических представлений в Таджикистане и гипотеза зонного тектогенеза. Душанбе, «Дониш», 1970, с. 308.

Зелькина О. С. Системно-структурный анализ основных категорий диалектики. Саратов, 1970.

Зоненшайн Л. П. Геосинклинальный процесс и «новая глобальная тектоника».— «Геотектоника», 1971, № 6, с. 3—26.

Зоненшайн Л. П., Поникаров В. П., Уфлянд А. К. О структурах, пограничных между платформами и геосинклинальными областями.— «Геотектоника», 1966, № 5, с. 3—18.

Иванкин П. Ф., Пуркин А. В. Структурно-металлогеническое районирование Руд-

ного Алтая как основа направления поисково-разведочных работ.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1957, № 4, с. 84—98.

Иванкин П. Ф., Фотиади Э. Э., Щеглов А. П. Модели тектоносферы Тихоокеанского подвижного пояса.— «Докл. АН СССР», 1970, т. 192, № 5, с. 1103—1106.

Иванкин П. Ф., Фотиади Э. Э., Щеглов А. П. Опыт построения моделей тектоносферы подвижных поясов.— «Геотектоника», 1974, № 5, с. 35—51.

Иванова А. М. Формационный комплекс верхнего протерозоя в Игаро-Турухаиском районе.— «Учен. зап. НИИГА. Регион. геология», 1966, вып. 8, с. 29—38.

Йодер Г. С., Гилли К. З. Происхождение базальтовых магм. М., «Мир», 1965.

Казаринов В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М., Гостоптехиздат, 1958. 324 с.

Карагодин Ю. Н. Ритмичность осадконакопления и нефтегазоносность. М., «Недра», 1974. 176 с.

Карта тектоники докембрия континентов. Масштаб 1 : 15 000 000. М., ГУГК Мин. геол. СССР, 1972.

Каттерфельд Г. Н. Лик Земли и его происхождение. М., Географиздат, 1962. 152 с.

Келлер Б. М. Тектоническая история и формации верхнего докембрия.— «ВИНИТИ. Итоги науки и техники. Общая геология», М., 1973, т. 5. 119 с.

Кинг Ф. Б. Геологическое развитие Северной Америки. М., ИЛ, 1961. 299 с.

Кинг Ф. Б. Тектоника Северной Америки. Объяснительная записка к тектонической карте. М., «Мир», 1972. 269 с.

Кириллова И. В., Петрушевский Б. А. Поперечная тектоническая зональность складчатых поясов и дрейф континентов.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1972, т. XLVII, № 1, с. 5—22.

Кириченко Г. И. Новые данные о геологическом строении и нефтеносности Туруханского района.— «Сов. геология», 1940, № 9, с. 54—68.

Кириченко Г. И. Енисейский кряж.— В кн.: Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М., Госгеолиздат, 1963.

Косминская 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.

Косминская И. П. Метод глубинного сейсмического зондирования земной коры и верхней мантии. М., «Наука», 1968. 228 с.

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., Берзин Н. А., Боровиков А. М., Борукаев Ч. Б., Вотах О. А., Парфенов Л. М. Структуры ограничений докембрийских платформ.— В кн.: Междунар. геол. конгресс, XXIII сессия. Докл. сов. геологов. (Пробл. 4). М., «Наука», 1968, с. 29—35.

Косыгин Ю. А., Вотах О. А., Соловьев В. А., Черкасов Р. Ф. Иерархия геологических объектов и тектоника.— «Докл. АН СССР. Сер. геол.», 1972, т. 207, № 2, с. 411—415.

Косыгин Ю. А., Лучицкий И. В. Структуры ограничений древних платформ.— «Геол. и геофиз.», 1961, № 10, с. 42—49.

Косыгин Ю. А., Лучицкий И. В. Об основных системах и типах тектонических структур мезозойско-кайнозойского континента Азии.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. 1. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1962, с. 9—17.

Косыгин Ю. А., Соловьев В. А. Проблема усовершенствования геологического языка и «математизация» геологии.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1967, № 11, с. 157—166.

Косыгин Ю. А., Соловьев В. А. Геологические формации и тектоника.— «Геол. и геофиз.», 1969а, № 3, с. 17—24.

Косыгин Ю. А., Соловьев В. А. Статические, динамические и ретроспективные системы в геологических исследованиях.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1969б, № 6, с. 9—17.

Косыгин Ю. А., Соловьев В. А. Принцип историзма и тектоника.— «Геол. и геофиз.», 1974, № 5, с. 49—56.

Кравченко К. Н., Муратов М. В. и др. Тектоника нефтегазоносных областей юга СССР. М., «Недра», 1973. 224 с.

Краснопевцева Г. В., Матушкин В. А., Шевченко В. И. Новая интерпретация данных ГСЗ по профилю Степное — Бакуриани на Кавказе.— «Сов. геология», 1970, № 8, с. 11—120.

Красный Л. И. Проблемы тектонической систематики. М., «Недра», 1972, с. 151.

Крашенинников Г. Ф. Принципы выделения и классификации осадочных формаций.— В кн.: Геологические формации. Материалы к совещанию (21—24 мая 1968). Л., Изд. ВСЕГЕИ, 1968, с. 13—15.

Крашенинников Г. Ф. Учение о фациях. М., «Высшая школа», 1971, с. 367.

Кропоткин П. Н. Динамика горизонтальных движений земной коры.— «Вестн. АН СССР», 1972, № 7, с. 80—89.

Кропоткин П. Н. Динамика земной коры.— В кн.: Проблемы глобальной тектоники. М., «Наука», 1973, с. 27—59.

Кропоткин П. Н., Валяев Б. М., Гафаров Р. А., Соловьева И. А., Тращезников 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.

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., 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», 1970.

Кузнецов В. А. Рудные формации.— «Геол. и геофиз.», 1972, № 6, с. 5—14.

Кузнецов В. А. Магматизм и рудные формации.— В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 309—317.

Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А. и др. Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, «Наука», 1966, с. 156.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964. 387 с.

Кузнецов Ю. А. Основные типы магмоконтролирующих структур и магматические формации.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 9, с. 3—24.

Кузнецов Г. А. (ред.) Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. Иркутск, 1972. 140 с.

Лапкин И. Ю., Томашунас Э. В. К тектонике юга европейской части СССР.— «Геотектоника», 1966, № 5, с. 95—107.

Лазько Е. М., Кирилюк В. П., Сиворонов А. А. О формациях высокометаморфизованных комплексов раннего докембрия.— В кн.: Геология докембрия. Докл. сов. геол., XXIII сессия. (Пробл. 4). М., «Наука», 1968.

Лазько Е. М., Резвой Д. П. О глубинных разломах как одной из основ тектонического районирования и изучения глубинных тектонических процессов — «Геол. сб. Львовск. геол. о-ва», 1965, № 9.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрография. М.— Л., Новосибирск, 1933. 460 с.

Леонов Г. П. Историко-геологические типы развития геосинклиналей.— В кн.: Строение и развитие земной коры. М., «Наука», 1964.

Леонов Г. П. Геосинклинальный процесс и его роль в развитии структуры земной коры.— «Вестник МГУ. Геология», 1974, № 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.

Лесгафт А. В. Стратиграфия докембрийских отложений Енисейского кряжа.— В кн.: Труды межвед. совещания по разработке унифицированных стратигр. схем Сибири. Докембрий. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1958, с. 112—116.

Ломизе М. Г. Краевые офиолитовые швы альпид Ближнего и Среднего Востока.— «Изв. вузов. Геология и разведка», 1972, № 2.

Лордкипанидзе Л. Н. Эволюция понятия «платформа».— «Сов. геология», 1963, № 9, с. 62—72.

Лучицкий И. В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. М., Изд-во АН СССР, 1960. 276 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.

Львовский Ю. М., Цимберг Д. И., Яриков Г. М. О характере сочленения Донбасса с докембрийской платформой в пределах Нижнего Поволжья.— «Докл. АН СССР. Сер. геол.», 1971, т. 196, № 2, с. 417—420.

Люстих Е. Н. Изостазия и изостатические гипотезы. М., Изд-во АН СССР, 1957. 190 с. (Труды Ин-та физики Земли, т. 38 (165)).

Люстих Е. Н. Неомобилизм и конвекция в мантии Земли. Ст. 1. Доводы сторонников мобилизма и доводы в пользу конвекции.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1965, № 1, с. 5—27.

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.

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. 355—389.

Марков М. С. О некоторых чертах строения протерозойских геосинклинальных трогов.— В кн.: Вопросы сравнит. тектоники древних платформ. М., «Наука», 1964.

Марков Ф. Г. Геологическое строение и нефтегазоносность территории правобережья р. Енисея от Туруханска до Дудинки.— «Тр. Горно-геологич. управл. Главсевморпути», 1945, вып. 17. 87 с.

Матвеевская А. Л. Геосинклинальные прогибы Обь-Зайсанской геосинклинальной системы и ее обрамления. М., «Наука», 1969. 286 с.

Материалы по тектонической терминологии. Новосибирск, 1961, 1963, 1964. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 12, 20, 34).

Международная тектоническая карта Европы. Масштаб 1:2 500 000. Под ред. Н. С. Шатского и др. М., Изд. ГУГК Мин. геол. СССР, 1962—1964.

Мейстер А. К. Горные породы и условия золотоносности южной части Енисейского округа.— «Геол. исследования в золотоносн. обл. Сибири. Енисейский золотоносн. район», 1910, вып. IX.

Мещеряков Ю. А. Структурная геоморфология равнинных стран. М., «Наука», 1965. 390 с.

Микуцкий С. П. Осадочные серии позднего докембрия и нижнего палеозоя северо-запада Сибирской платформы.— «Тр. СНИИГГиМСа», 1962, вып. 16, с. 47—51.

Милановский Е. Е. О некоторых закономерностях 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», 1970, № 2, с. 13—35.

Милановский В. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд. МГУ, 1963. 358 с.

Милашин А. П. О различиях в структуре земной коры морей и океанов.— В кн.: Морская геология и геофизика. М., «Недра», 1971, вып. 2, с. 3—16.

Мирошников А. Е. Осадочные формации верхнего докембрия Туруханского района.— «Тр. СНИИГГиМСа», 1968, вып. 60, с. 26—34.

Мирчинк М. Ф. Основные закономерности развития земного лика.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1940, № 3—4.

Мирчинк М. Ф., Крылов Н. А., Летавин А. И., Маловицкий Я. П. Тектоника Предкавказья. М., Гостоптехиздат, 1963. 238 с.

Моисеенко Ф. С. Взаимосвязь глубинного и приповерхностного строения земной коры. Новосибирск, «Наука», 1971. 206 с.

Мокшанцев К. Б., Горнштейн Д. К., Гудков А. А. и др. Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений Верхояно-Чукотской области. М., «Наука», 1968. 172 с.

Моссаковский А. А. Тектоника Минусинских впадин и их фундамента.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. II. Новосибирск, 1963.

Моссаковский А. А. Палеозойский орогенный вулканизм Евразии (Главные формационные комплексы и тектонические закономерности размещения).— «Геотектоника», 1972, № 1, с. 6—28.

Муратов М. В. Тектоническая структура и история равнинных областей, отделяющих Русскую платформу от горных сооружений Крыма и Кавказа.— «Сов. геология», 1955, № 48, с. 36—66.

Муратов М. В. Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1963, № 6, с. 3—23.

Муратов М. В. Чехол основания срединных массивов и его роль в строении геосинклинальных складчатых систем.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука», 1971, с. 152—166.

Муратов М. В., Микунов М. Ф., Чернова Е. С. Основные этапы тектонического развития Русской платформы.— «Изв. вузов. Геология и разведка», 1962, № 11.

Муратов М. В., Цейслер В. М. Осадочные и вулканогенные формации складчатых геосинклинальных поясов.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1968, № 5, с. 5—22.

Мусатов Д. И., Волобуев М. И. Некоторые вопросы геохронологического развития Енисейского кряжа.— В кн.: Геология юго-западного обрамления Сибирской платформы. М., «Недра», 1964.

Мясников В. П., Сорохтин О. Г., Удинцев Г. Б., Ушаков С. А. Механизм гравитационной дифференциации вещества Земли.— «Докл. АН СССР», 1971а, т. 199, № 1.

Мясников В. П., Ушаков С. А., Федынский В. В. О механизме внутреннего развития Земли в свете геофизических данных.— «Вестник МГУ. Геология», 1971б, № 3, с. 9—26.

Наливкин В. Д. Грабенообразные прогибы востока Русской платформы.— «Сов. геология», 1963, № 1, с. 40—52.

Наливкин В. Д., Дедеев В. А., Иванцова В. В., Кац З. Я., Кругликов Н. М., Лазарев В. С., Сверчков Г. П., Черников К. А., Шаблинская Н. В. Сравнительный анализ нефтегазоносности и тектоники Западно-Сибирской и Турано-Скифской плит.— «Труды ВНИГРИ», 1965, вып. 236. 323 с.

Наливкин Д. В. Геологические районы СССР.— «Проблемы советской 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.

Николаев Н. И. О природе и морфологическом типе глубинных разломов (на примере главного разлома хр. Каратау).— «Сов. геология», 1959, № 7, с. 73—80.

Обручев В. А. Основные черты кинетики и пластики неотектоники.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1948, № 5.

Обручев С. В. Тектоника и стратиграфия восточной окраины Енисейского кряжа.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1929, вып. 7, № 41.

Обручев С. В. Тунгусский бассейн.— «Труды ВГРО», 1932, вып. 165; 1933, вып. 178.

Обуэн Ж. Геосинклинали. Проблемы происхождения и развития. М., «Мир», 1967. 302 с.

Ог Э. Геология. Т. 1. Пер. с франц. М., 1914. 466 с.

Одинцов М. М. Некоторые вопросы тектонического развития платформ.— «Геол. и геофиз.», 1962, № 6.

Павлов Ю. А., Туезов И. К. Неоднородности вещества верхней мантии Азиатско-Тихоокеанской переходной зоны и их связь с гравитационными аномалиями.— В кн.: Докл. XV Генеральной Ассамблеи МГГС, 30 июня — 14 августа 1971 г. Симпозиум № 6. Состояние вещества в недрах Земли. М., 1971.

Павловский Е. В. Зоны перикратонных опусканий — платформенные структуры первого порядка.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1959, № 12.

Павловский Е. В. Ранние стадии развития земной коры.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1970, № 5, с. 23—39.

Павловский Е. В., Марков М. С. Некоторые общие вопросы геотектоники (о необратимости развития земной коры).— «Труды ГИН АН СССР», 1963, вып. 93.

Палей И. П. Этапы развития докембрия Евразии и проблема его синхронизации.— «Геотектоника», 1965, № 4, с. 15—35.

Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Главнейшие типы глубинных разломов.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1956, № 1, с. 90—105.

Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— «Геотектоника», 1969, № 4, с. 5—22.

Пейве А. В., Штрейс Н. А., Книппер А. Л., Марков М. С., Богданов Н. А., Перфильев А. С., Руженцов С. В. Океаны и геосинклинальный процесс.— «Докл. АН СССР», 1971, т. 196, № 3, с. 657—659.

Пейве А. В., Штрейс Н. А., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В., Богданов Н. А., Буртман В. С., Книппер А. Л., Макарычев Г. И., Марков М. С., Суворов А. И. Палеозоиды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса.— «Сов. геология», 1972, № 12, с. 7—26.

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.

Плотников Л. М. Соотношение отложений синия и кембрия на юго-восточной окраине Енисейского кряжа.— «Докл. первичной организации НТГО при ВСЕГЕИ», Л., 1958, вып. 1.

Полевая Н. И., Казаков Г. А. Возрастное расчленение и корреляция древних немых отложений по отношению Ar^{40}/K^{40} в глауконитах.— «Труды ЛАГЕД АН СССР», Л., 1961.

Попов В. И. Определение формационных единиц и их положение в основном ряду вещественных геологических образований.— В кн.: Матер. Новосибирской конференции по учению о геологических формациях. Новосибирск, 1955, с. 57—74.

Попов В. И. Опыт классификации и описания геологических формаций. Классификация формаций. Л., «Недра», 1966. 208 с.

Постельников Е. С. Байкальский орогенез. М., «Наука», 1973. 126 с.

Потапов И. И .Геотектоника. Ростов, Изд-во Ростов. ун-та, 1964. 255 с.

Пуанкаре А. Ценность науки. М., «Творческая мысль», 1906. 195 с.

Пузырев Н. Н., Крылов С. В. Особенности строения земной коры Западной Сибири по данным глубинных сейсмических зондирований.— В кн.: Проблемы нефтегазоносности Сибири. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 94—113.

Пущаровский Ю. М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. М., Изд-во АН СССР, 1959. 154 с. (Труды ГИН АН СССР, вып. 28).

Пущаровский Ю. М. Тектонические карты; обобщение опыта составления.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука», 1971, с. 215—226.

Пущаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., «Наука», 1972. 222 с.

Рассел Б. Человеческое познание. Его сфера и границы. М., ИЛ, 1957.

Рачков П. А. Науковедение. Проблемы, структуры, элементы. М., Изд-во МГУ, 1974. 240 с.

Резанов И. А. О вещественном составе глубоких слоев земной коры.— В кн.: Геологические результаты прикладной геофизики. М., «Недра», 1965, с. 45—55.

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., Шевченко В. И. Новые представления о глубинном строении некоторых передовых прогибов Альпийской складчатой области.— «Изв. вузов. Геология и разведка», 1973, № 5, с. 16—27.

Решение совещания по классификации платформенных структур.—«Сов. геология», 1963, № 11, с. 145—153.

Ризниченко Ю. В., Косминская И. П. О природе слоистости земной коры и верхней мантии.— «Докл. АН СССР», т. 153, 1963, № 2, с. 323—326.

Роджерс Э. Физика для любознательных. Т. 2. М., «Мир», 1972. 651 с.

Романов Л. Ф., Славин В. И. Тектоническое положение и происхождение юрского Преддобруджинского прогиба.— «Вестник МГУ. Геология», 1970, № 5, с. 77—87.

Рудкевич М. Я. Тектоника Западно-Сибирской плиты и ее районирование по перспективам нефтегазоносности. М., «Недра», 1969. 278 с. (Труды ЗапСибНИГНИ, вып. 14).

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.

Сажина Н. Б., Грушинский Н. П. Гравитационная разведка. М., «Недра», 1972. 389 с.

Сакс В. Н. Геологический очерк района города Игарки.— «Труды НИИГА», Л.— М., 1951, т. XIX.

Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. М., «Недра», 1964—1967. Т. 1, 1964. 514 с.; Т. 2, 1967. 699 с.

Салоп Л. И. Два типа структур докембрия: гнейсовые складчатые овалы и гнейсовые купола.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1971, № 4, с. 5—30.

Сауков А. А. Геохимия. М., «Наука», 1966. 283 с.

Сафаров Э. И., Капуан В. Х. Тектоника южной части Молдавской ССР по данным геолого-геофизических исследований и перспективы нефтегазоносности.— В кн.: Палеонтология, геология и полезные ископаемые Молдавии. Вып. 1. Кишинев, 1967, с. 37—55.

Семенов Н. Н. Марксистско-ленинская философия и вопросы естествознания.— «Коммунист», 1968, № 10.

Семихатов М. А. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. М., Изд-во АН СССР, 1962. 242 с.

Сидоренко А. В., Лунева О. И. О фациях регионального метаморфизма и первичном составе пород.— «Сов. геология», 1972, № 6, с. 8—21.

Скляров Р. Я. Некоторые черты геологического строения Чадобецкого антиклинального поднятия.— «Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края», Красноярск, 1962, вып. 3, с. 21—29.

Слюсарь Б. С., Макареску В. С. Основные черты строения Молдавской юрской впадины.— «Геотектоника», 1965, № 2, с. 119—122.

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 В. И. Металлогения тектонических секторов геосинклиналей.— «Вестник МГУ. Геология», 1961, № 1, с. 3—14.

Соболев В. С. Физико-химические условия минералообразования в земной коре и мантии.— «Геол. и геофиз.», 1964, № 1, с. 7—22.

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 Н. В. Ксенолиты эклогитов из кимберлитовых трубок как обломки вещества верхней мантии.— В кн.: Кора и верхняя мантия. М., «Наука», 1968, с. 119—126.

Соколов Б. С. Древнейшие отложения раннего кембрия и сабеллидитиды.— «Палеонтологический журнал», 1966, № 4, с. 114—117.

Соллогуб В. Б. Тектоника передовых прогибов Альпийской геосинклинальной области и сопредельных районов европейской части СССР (по данным геофизических исследований). Киев, Изд-во АН УССР, 1960.

Соллогуб В. Б., Гаркаленко И. А., Чекунов А. В. Тектоническое строение северо-западной части Черного моря по геофизическим данным.— «Докл. АН СССР», т. 162, № 6, 1965.

Соловьев В. А. Формализация понятий — необходимое условие применения математики в тектонике.— «Сов. геология», 1968, № 1, с. 152—156.

Соловьев В. А. Разработка систем понятий и упорядочение тектонической терминологии.— В кн.: Тектоника и геофизика. Хабаровск, 1974, с. 18—47.

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.

Спижарский Т. Н. Обзорные тектонические карты СССР. Л., «Недра», 1973. 240 с.

Справочник по тектонической терминологии. М., «Недра», 1970. 581 с.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 1. Типы литогенеза и их размещение на поверхности Земли. М., Изд-во АН СССР, 1962. 212 с.

Структура фундамента платформенных областей СССР. Под. ред. Д. В. Наливкина, В. А. Дедеева. Л., «Наука», 1974. 397 с.

Стучевский Н. И. К вопросу о взаимоотношениях вулканогенных и осадочных формаций в северо-западной части Иртышской зоны смятия.— «Труды Алтайск. горно-металлург. науч. исслед. ин-та», Алма-Ата, 1960, т. 8.

Субботин С. И., Наумчик Г. Л., Рахимова И. Ш. Мантия Земли и тектогенез. Киев, «Наукова думка», 1968. 174 с.

Суворов А. И. Главные разломы Казахстана и Средней Азии.— В кн.: Разломы и горизонтального движения земной коры. М., «Наука», 1963. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 80).

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.

Тамразян Г. П. Некоторые главнейшие планетарные тектонические закономерности и их причинные связи.— «Изв. вузов. Геология и разведка», 1967, № 11.

Тараканов Р. З., Левый Н. В. Полиастеносферная модель верхней мантии Земли по сейсмическим данным.— «Докл. АН СССР», 1967, т. 176, № 3, с. 571—574.

Тектоника Африки. Под ред. Ю. Шубера и А. Фор-Мюре. Пер. с франц. и англ. М., «Мир», 1973. 541 с.

Тектоника Евразии. Объяснительная записка к Тектонической карте Евразии масштаба 1:5 000 000. Под ред. А. Л. Яншина. М., «Наука», 1966.

Тектоника Европы. Объяснительная записка к Международной тектонической карте Европы масштаба 1 : 2 500 000. М., «Недра» — «Наука», 1964.

Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. Масштаб 1 : 5 000 000. **Объяснительная** записка. Под. ред. Н. С. Шатского. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Терехов А. А., Мамошина К. Н., Москаленко Э. П. О продолжении структур Северо-Западного Кавказа во впадину Черного моря.— «Геотектоника», 1973, № 1, с. 113—120.

Тетяев М. М. Принципы тектонического районирования территории СССР.— «Проблемы советской геологии». 1933, № 1.

Трофимук А. А., Карагодин Ю. Н. Основные типы циклокомплексов нефтегазоносных бассейнов Сибири.— «Докл. АН СССР», 1974, т. 214, № 5, с. 1156—1159.

Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М., «Наука», 1972. 394 с.

Усов М. А. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края.— В кн.: Труды XVII МГК. Т. 2. М.— Л., 1939, с. 637—642.

Успенская Н. Ю., Судариков Ю. А. О шовной зоне сочленения Русской платформы и эпигерцинской платформы Предкавказья.— «Тр. МИНХиГП», 1963, вып. 43.

Ферхуген Дж., Тернер Ф., Вейс Л., Вархафтинг К., Файф У. Земля. **Введение в общую** геологию. Т. 1—2. М., «Мир», 1974. 845 с.

Фор-Мюре 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., Гостоптехиздат, 1958, 244 с.

Фотиади Э. Э., Сурков В. С. Геологическое строение фундамента Западно-Сибирской плиты. Л., «Недра», 1971. 208 с.

Фурмарье П. Проблемы дрейфа континентов. М., «Мир», 1971. 255 с.

Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1964. 476 с.

Хаин В. Е. Общая геотектоника. Изд. 2-е. М., «Недра», 1973а. 509 с.

Хаин В. Е. О некоторых спорных вопросах и трудностях формационного анализа.— В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, «Наука», 1973б, с. 15—18.

Халевин Н. И. Глубинное строение Урала и сопредельных регионов по геофизическим данным.— «Геотектоника», 1972, № 6, с. 65—78.

Херасков Н. П. Тектоника и формации. М., «Наука», 1967.

Хорева Б. Я. Типы регионального метаморфизма и ультраметаморфизма и их место в процессе развития складчатых областей.— В кн.: Геол. строение СССР. Т. V. Основные проблемы геологии. М., «Недра», 1969.

Худяков Г. И. Принципиальные основы морфотектонических исследований (на примере изучения южной материковой части советского Дальнего Востока). **Автореф.** докт. дис. Новосибирск, 1974. 55 с.

Цейслер В. М. Соотношение мезозойских и палеогеновых формаций в платформенных и геосинклинальных прогибах Средиземноморского пояса юга СССР.— «Геотектоника», 1972, № 1, с. 52—63.

Цейслер В. М. Об иерархии понятий при формационном анализе.— «Изв. вузов. Геология и разведка», 1974, № 11, с. 10—22.

Чекунов А. В. Структура земной коры и тектоника юга европейской части СССР. Киев, «Наукова думка», 1972. 176 с.

Чиков Б. М. Срединные массивы и вопросы их выделения.— «Геол. и геофиз.», 1973, № 10, с. 17—25.

Шарданов А. Н., Любофеев В. Н. О строении и составе пород фундамента Западного Предкавказья.— «Докл. АН СССР», 1968, т. 178, № 6, с. 1384—1387.

Шатский Н. С. Избранные труды. В 3-х т. М., «Наука», 1963—1965.

Шатский Н. С., Богданов А. А. О международной тектонической карте Европы. М-б 1 : 2 500 000.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1961, № 4.

Шатский Н. С., Косыгин Ю. А., Пейве А. В. и **др.** К вопросу о периодичности осадкообразования и о методе актуализма в геологии.— В кн.: К вопросу о состоянии науки об осадочных породах. М., Изд-во АН СССР, 1951.

Шевченко В. И., Резанов И. А. Глубинное геологическое строение западной части Кавказа, Крыма и прилегающей акватории Черного моря.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1972, № 10, с. 3—13.

Шейнманн Ю. М. Платформы, складчатые пояса и развитие структуры Земли.— «Труды Всесоюз. науч.-исслед. ин-та золота и редких металлов. Сер. геол.», 1959, т. 14, вып. 49.

Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии (о связи тектоники с возникновением магм). М., «Недра», 1968. 231 с.

Шейнманн Ю. М. Различие материковой и океанической литосферы и дифференциация Земли.— «Геотектоника», 1972, № 6.

Шейнманн Ю. М. Новая глобальная тектоника и действительность. Ст. 1, 2.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1974, т. XXVIII, вып. 5, с. 5—28; т. XXIX, вып. 1, с. 5—26.

Шило Н. А., Белый В. Ф., Сидоров А. А. Вулканогенные пояса в Восточной Азии — проблемы тектоники, магматизма и металлогении.— «Геол. и геофиз.», 1974, № 5, с. 70—88.

Шишкин Б. Б., Савицкий В. Е., Шабанов Ю. Я. О стратиграфическом расчленении докембрийских и кембрийских отложений Игарского района.— «Труды СНИИГГиМСа», 1967, вып. 57.

Шлезингер А. Е. Позднегеосинклинальные и раннеплатформенные структуры в герцинидах Евразии. М., «Наука», 1974. 221 с.

Штилле Г. Избранные труды М., «Мир», 1964. 887 с.

Штрейс Н. А. О некоторых основных понятиях в учении о геосинклиналях.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1947, т. XXII, вып. 5.

Шульц С. С. Геоструктурные области и положение в структуре Земли областей горообразования по данным новейшей тектоники СССР.— В кн.: Активизированные зоны земной коры. М., «Наука», 1964.

Эйнштейн А. Собрание научных трудов. М., 1965, т. I, 700 с.; 1967, т. IV, 599 с.

Яншин А. Л. Общие особенности строения и развития молодых платформ.— В кн.: Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. М., «Наука», 1965а.

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.

Яншин А. Л. Предисловие. О принципах выделения геологических формаций.— В кн.: А. И. Анатольева. Домезозойские красноцветные формации. Новосибирск, «Наука», 1972, с. 5—12.

Ячевский Л. А. Геологические исследования в Енисейской губернии.— «Горный журнал», 1894, № 6.

Airy G. B. On the computation of the effect of the attraction of mountain masses.— "Phil. Trans. Roy. Soc. London", 1855, vol. 145.

Aliev M. M., Ait Laoussine N., Bénalychérif A., Seifoul-Moulukov R., Chikhalibeili E., Vyssotsky V., Said A. Geological structures and estimation of oil and gas in the Algerian Atlas. Alger, Altamira-Rotopress, 1971. 257 p.

Aliev M. M., Ait Laoussine N., Bénalychérif A., Seifoul-Moulukov R., Chikhalibeili E., Vyssotsky V., Said A. Structures géologique et perspectives en petrole et gas des Atlas Algeriens. Alger, Altamira-Rotopress, 1971. 259 p.

Ampferer 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.

Augier C. Quelques éléments essentiels de la couverture sédimentaire des hauts plateaux.— "Publ. Serv géol. Algérie Bull. 34", 1967.

Bär Ch. B. Etude géologique de la région d'Aïn M'lila.— "Publ. Serv. géol. Algérie Bull. 9", 1957. 249 p.

Bemmelen R. W. The undation theory of development of the Earth's crust.— "Trans. Int. Geol. Congr.", Washington, 1933, vol. 2.

Bemmelen R. W. Megaundations as a cause of continental drift.— "Geol. en Mijnbouw", 1965, vol. 44, № 9.

Berry G. Mountain — building.— "Engug. and Sci.", 1963, vol. 26, № 7.

Bertrand M. La chaine des Alpes et la formation du continent Européen.— "Bull. Soc. géol. France", 3-me série, 1887, vol. 15.

Bertrand M. Structure des Alpes francaises et reccurence de certains facies sedimentaires.— In: Congr. Geol. Intern. Compte rendu 6 session. Lausaune, 1897, p. 163—177.

Bloch O., Wartburg W. V. Dictionnare etymologique de la langue française. Paris, 1960.

Bolfa J., Hilly J. et Roubault M. Massifs cristallins du Nordconstantinois.— In: XIX Congr. géol. Intern. Alger, 1952.

Brives A. Le terrains miocénes du Bassin du Chélif et Dahra.— "Publ. Serv. géol. Algérie, Anciennes séries, Bull. 2", 1897. 104 p.

Caire A. Etude géologique de la région des Bibans (Algerie).— "Publ. Serv. géol. Algerie Bull. 16", 1957. 380 p.

Calembert L. Etude géologique du Massif culminant de l'Ouarsenis.— "Publ. Serv géol. Algerie Bull. 23", 1952. 184 p.

Carte tectonique internationale de l'Afrique 1/5 000 000. Unesco— A. S, G. A., 1968.

Coleman R. G. Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges.— "Journ. Geophys. Res.", 1971, vol. 76, № 5.

Cornet A. L'Atlas saharien sud-oranais.— In: XIX Congr. géol. Intern. Alger, 1952.

Dalloni M. La géologie de la région d'Orleansville et les séismes récents.— "Publ. Serv. géol. Algerie Bull. 5", 1955.

Dana J. On origin of mountains.— "Amer. Jour. Sci.", 3-d series, 1873, vol. 5. On some results of the earth's contraction from cooling.— "Amer. Jour. Sci.", 3-d series, 1873, vol. V, VI.

Dauzat Albert. Dictionnare etymologique de la langue française. Paris, 1958.

Deleau P. Le Djebel Nador (départ de Tiaret).— "Publ. Serv. géol. Algérie, 2-me sér., Bull. 17", 1948, 126 p.

Deleau P. Aperçu general sur la Berbérie et le Sahara nord. Orographie, sedimentation, tectonique.— "Publ. Serv. géol. Algérie. Fasc. III", 1952, p. 215—234.

Devaux J. Recherches de l'organisation des contraintes dans la tréfonds de l'Algérie du Nord. Le rôle des failles de décrochement obliques sur l'Ouest.— "Publ. Serv. géol. Algérie Bull. 39", 1969.

Dewey J. F., Bird J. M. Plate tectonics and geosynclines.— "Tectonophysics", 1970a, vol. 10, № 5/6.

Dewey J. F., Bird J. M. Mountain belts and the new global tectonics.— "Journ. Geophys. Res.", 1970b, vol. 75, № 14.

Dickinson W. R. Plate tectonics models of geosynclines.— "Earth Planet. Sci. Lett.", 1971, vol. 10, № 2.

Dietz R. Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor.— "Nature", 1961, vol. 190, № 4779.

Dietz R. S., Holden J. C. Miogeoclines (miogeosynclines) in space and time.— "Journ. Geol.", 1965, № 5.

Durand Delga M. Etude géologique de l'W. de la chaine Numidique.— "Publ. Serv. géol. Algérie Bull. 24", 1955. 533 p.

Durand Delga M. Esquisse structurale de l'Algérie. Vol. IV. 1962.

Durand Delga M. Mise au point sur la structure du Nord Est de la Berbérie.— "Publ. Serv. géol. Algérie Bull. 39", 1969.

Durozoy G. Etude géologique de la région de Chateaudundu-Rhummel.— "Publ. Serv. géol. Algérie Bull. 22", 1960.

Emberger J. Esquisse géologique de la partie orientale des Monts des Ouled Nail.— "Publ. Serv. géol. Algérie Bull. 27". 1960.

Ficheur E. Description stratigraphique de la Kabylie du Djurdjura.— "Publ. Serv. géol. Algérie. Anciennes séries, Bull. 1", 1891. 408 p.

Flamand G. B. M. Recherches géologiques et géographiques dans le Haut-Pays de l'Oranie et le Sahara.— Thèses Sciences Lyon, 1911.

Flandrin J. Contribution a l'étude stratigraphique Nummulitique algérien.— "Publ. Serv. géol. Algérie Bull. 19", 1948. 340 p.

Van de Fliert J. R. Etude géologique de la région d'Oued Athmenia (Algérie).— "Publ. Serv. géol. Algérie Bull. 3", 1955. 266 p.

Franke D. Zu Fragen geologischer Terminologie und Klassifikation. Der Begriff Formation.— "Z. angewandt. Geol.", Berlin, 1961, Bd. 8, S. 208—214.

Galmier D. Sur l'existence d'un accident tectonique Nord-Atlassique dans la région de Forthassa. C. R. Ac. Sc. Paris, 5 mars. 1951. t. 232, p. 999—1001.

Gentil L. Etude géologique du Bassin de la Tafna.— "Publ. Serv. géol. Algérie", 1903. 428 p.

Glangeaud L. Etude géologique de la région littorale de la Province d'Alger.— "Publ. Serv. géol. Algérie", 1932. 608 p.

Haarman E. Die Oszillationstheorie. 1930.

Hall J. Geological survey of New York Paleontology, III, 1859.

Haug E. Les géosynclinaux et les aires continentales.— "Bull. Soc. géol. France, II sér.". 1900, vol. 3, № 28.

Hilly J. Etude géologique du Massif de l'Edough et du Cap de Fer.— "Publ. Serv. géol. Algérie Bull. 19", 1957. 535 p.

Hobbs W. H. Releating patterns in the relief and the structure of the land.— "Bull. Geol. Soc. Amer.", 1911, vol. 22, № 5.

Hyppolite J. Logique et existence. Paris, 1953.

Isaaks B., Oliver J., Sykes L. R. Seismology and the new global tectonics.— "Journ. Geophys. Res.", 1968, vol. 73, № 18.

Kieken M. Les traites essentiels de la géologique algérienne.— In: Livre à la mémoire Paul Fallot. T. I. (Mem. hors. sér.). Soc. géol. Fr. Paris, 1962a.

Kieken M. Esquisse tectonique de l'Algérie du Nord.— "Publ. Serv. géol. Algérie Bull. 31", 1962b. 16 p.

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, vol. 46, № 2.

Kraus E. C. Das orogen, Begriff, Bildungsweise und Erscheinungsformen.— "Intern. Geol. Congr., Rep. XXI Sess., p. XVIII", Copenhagen, 1960.

Laffitte R. Etude géologique de l'Aurès.— "Publ. Serv. géol. Algérie Bull. 15", 1939. 484 p.

Lowry W. D. North American geosynclines — test of continental — drift theory.— "Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists", 1974, vol. 58, № 4, p. 575—620.

Lucas G. Description géologique et pétrographique des Monts de Char Rouban et du Sidi el Abied.— "Publ. Serv. géol. Algérie Bull. 16", 1942. 540 p.

Mattauer M. Etude géologique de l'Ouarsenis Oriental.— "Publ. Serv. géol. Algérie Bull. 17", 1958. 534 p.

Mattauer M. Le style tectonique des chaines Tellienne et Rifaine.— "Geol. Rundschau", 1964, Bd. 53, № 1.

Merabet O. Bibliographie géologique annuelle de l'Algérie du Nord, du Sahara et des régions limitrophes.— "Publ. Serv. géol. Algérie Bull. 37", 1968.

Meyerhoff A. A., Teichert C. Continental drift, III: Late Paleozoic glacial centres and Devonian — Eocene coal distribution.— "Journ. Geol.", 1971, vol. 79, № 2.

Mitchell A. H., Reading H. G. Continental margins, geosynclines and oceans floor spreading.— "Journ. Geol.", 1969, vol. 77, № 6.

Miyashiro A. Evolution of metamorphic belts.— "Journ. Petrology", 1961, vol. 2.

Moore R. C. Stability of the Earth's crust.— "Bull. Geol. Amer.", 1970, vol. 81, № 5.

Morgan W. J. Deep Mantle Convection Plumes and Plate Motions.— "Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.", 1972, vol. 56, № 2.

Murour P. Etude des terrains tertiairès de la région Dellys — Tizi — Ouzou — Ménerville.— "Publ. Serv. géol. Algérie Bull. 7", 1956. 383 p.

Nelson T. H., Temple P. G. Mainstream Mantle Convection: A Geologic Analysis of Plate Motion.— "Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.", 1972, vol. 56, № 2.

Oliver J. Contributions of Seismology to Plate Tectonics.— "Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.", 1972, vol. 56, № 2.

Perrodon A. Etude géologique des Bassins néogénes sublittoraux de l'Algérie occidentale.— "Publ. Serv. géol. Algérie Bull. 12", 1957. 328 p.

Le Pichon X. Sea-floor spreading and continental drift.— "Journ. Geophys. Res.", 1968, v. 73, № 12.

Polveche M. Etude géologique de l'Ouarsenis.— "Publ. Serv. géol. Algérie Bull. 24", 1960. 577 p.

Raoult J. F. Chevauchements d'âge éocène dans la Dorsale du Djebel bou Adud (Est de la chaine numidique), Algérie.— "C. r. Acad. Sci. Fr.", 1968.

Richter M. Das Atlas-System in Nordafrica.— "Z. Dtsch. geol. Ges." (1970), 1968, Bd. 120.

Ritter E. Le Djebel Amour et les Monts des Oulad-Nayl.— "Publ. Serv. géol. Algérie, Anciennes séries, Bull. 3", 1901. 102 p.

Sadran G. Les formations volcaniques tertiaires et quartenaires du Tell Oranais.— "Publ. Serv. géol. Algérie Bull. 18", 1958. 535 p.

Savornin J. La géologie algérienne et nord-africaine depuis 1830 — "Publ. Serv. géol. Algérie Bull. 2". 1931. 398 p.

S. N. Repal. Régions sud telliennes et Atlas Saharien.— In: XIXe Congr. géol. Intern., Alger, 1952. 1-ère sér., 1952, № 20.

Stockwell C. H. Structural trends in Canadian Schield.— "Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.", 1965, vol. 49, № 7.

Stoller R. E., Carr M. G. Lithospheric plates, Benioff sones and volcanoes.— "Bull. Geol. Soc. Amer.", 1971, vol. 82, № 2.

Suess E. Das Antlitz der Erde. Bd. I—III. Prag — Wien — Leipzig, 1883—1909.

Thiébault J. Etude géologique des terrains métamorphique de la Grande Kabylie.— "Publ. Serv. géol. Algérie Bull. 6", 1951. 176 p.

Votakh O. A. Eleméntal tectonic complexes in the earth's crust and geologic formations.— "Intern. Geol. Rev.", 1973, vol. 15, № 11, p. 1246—1254.

Wegmann E. Zur Deutung der Migmatite.— "Geol. Rundschau", 1935, Bd. 26, № 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.

Wilson J. T. Static or mobile earth. The current scientific revolution.— In: Gondwanaland revisited: new evidence for continental drift. "Amer. Philos. Soc. proc.", 1968, vol. 112, № 5.

Woollard G. P. Crustal structure from gravity and seismic méasurement.— "Journ. Geophys. Res.", 1959, vol. 64. № 10.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 3

Глава I. **Общие вопросы тектоники платформ и складчатых областей** . . . 7
Определение терминов «структура» и «структурный элемент» . . . —
Общая систематика и целевые классификации в геотектонике . . . 9
Два подхода к описанию структуры Земли 10
Платформы и складчатые области — участки различного типа структурной дифференцированности земной коры 14

Глава II. **Формации и структурные этажи в зонах сочленения платформ и складчатых областей** 20
Главные аспекты понятия «геологическая формация» . . . . . —
К методике выделения структурных этажей 28
Соотношение вещественного состава формаций с их структурой в опорных разрезах зон сочленения платформ и складчатых областей 30
Строение структурных этажей в краевых частях платформ и складчатых областей 64
Главные структурные свойства минеральных и формационных элементов земной коры 84

Глава III. **Тектонические комплексы, слои земной коры и геоструктуры** . . . 87
Ранги геологических объектов и тектонические комплексы . . . . —
Соподчиненность тектонических форм (морфоструктур) осадочного чехла и складчатых комплексов 92
Тектонические комплексы, слои земной коры и геоструктуры зон сочленения платформ и складчатых областей 94
Классификация тектонических комплексов по вещественному составу и их общая систематика 112
Геоструктурная триада элементов земной коры и сейсмические границы 125

Глава IV. **Главные классификационные структурные элементы зон сочленения платформ и складчатых областей** 136
Краевые структуры докембрийских платформ . . . . . —
Структура Предкавказской и Предскифской краевых систем . . . 140
Предтельская и Предатласская краевые системы Северного Алжира 145
Общая классификация краевых систем 154

Глава V. **К проблеме создания общей систематики структур и теории строения Земли** 157
Основные правила построения научных теорий . . . . . —
Принцип возраста главной складчатости — частная теория строения Земли 160
Глобальные элементы и конвекционно-сферическая модель Земли . . 166
Периодическая система ранговых элементов — основа общей теории строения Земли 175

Литература 179

Олег Алиевич Вотах

СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ЗЕМЛИ
(в зонах сочленения платформ и складчатых областей)

Ответственный редактор
Константин Владимирович Боголепов

Редактор *Е. С. Иванова*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *А. А. Заплавный*
Технический редактор *Г. Я. Герасимчук*
Корректор *М. П. Фомина*

Сдано в набор 28 августа 1975 г. Подписано к печати 26 апреля 1976 г. МН 01537. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага типографская № 2. 12 печ. л.+3 вкл., 16,8 усл.-печ. л., 18,8 уч.-изд. л. Тираж 1300 экз. Заказ № 652. Цена 1 р. 88 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.