

Я.И. КРАСНЫЙ

# ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СИСТЕМАТИКИ

Л. И. КРАСНЫЙ

ПРОБЛЕМЫ  
ТЕКТОНИЧЕСКОЙ  
СИСТЕМАТИКИ

743



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»  
МОСКВА 1972



Красный Л. И. Проблемы тектонической систематики. М., «Недра», 1972. 152 с.

В книге рассмотрены проблемы тектонической систематики структур континентов, океанов и переходной зоны от континентов к океанам. Выделены структуры подвижных поясов, областей и систем геосинклинального и негеосинклинального ряда, отмечены особенности докембрийских структур и стабильных областей, включающих древние и молодые платформы, шельфы и массивы. В переходной зоне от континентов к океанам описаны системы островных дуг и континентальные склоны. Из океанских структур охарактеризованы талассократоны, срединноокеанские подвижные пояса, вулканогенные пояса и линейменты. Кратко изложены данные о вулканотектонических и блоковых структурах. Дана классификация тектонических элементов. Намечены основные тенденции совершенствования тектонической систематики и терминологии.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, геофизиков, преподавателей и студентов высших учебных заведений.

Таблиц 26, иллюстраций 39, список литературы — 152 назв.

Krasny L. I. Problems of tectonic systematism M., «Nedra», 1972., 152 p.

Problems of tectonic systematism of structures of continents, oceans and transitional zone from continents to oceans are examined in the book. The structures of mobile belts, regions and systems of geosyncline and nongeosyncline type are established, the peculiarities of Pre-Cambrian structures and stable regions including the old and young platforms, shelves and solid masses are marked. In transitional zone from continents to oceans there are described the systems of island arcs and continental slopes. From the ocean structures there are described thalassocraton, middle ocean mobile belts, volcanogenic belts and lineaments. The data about volcano-tectonic structures and block structures are shortly stated. In conclusion there is given the classification of tectonic elements and the main tendencies of improvement of tectonic systematism are shown. There is given the general summary of the Earth structure and suggestions on regulation of tectonic terminology and nomenclature are cited.

26 tables, 39 illustrations, references — 152 names.

## ПРЕДИСЛОВИЕ

---

В книге в соответствии с современными представлениями о глубинном и поверхностном строении Земли описание структурных элементов дается по трем главнейшим подразделениям: континентам, переходным зонам и океанам.

В первом разделе излагаются основные сведения о структурах геосинклинального ряда, об относительно стабильных структурах (древних и молодых платформах, шельфах и массивах) и о подвижных структурах негеосинклинального ряда. Учитывая обширную литературу по сравнительно хорошо изученным структурам континентов, автор считает необходимым обратить внимание читателя на отдельные, по его мнению, менее исследованные проблемы тектонической систематики. А именно: 1) на классификацию геосинклинальных прогибов, основанную на формационном составе выполняющих их толщ; 2) на систематику массивов, представляющих собой своеобразные микроплатформы; 3) на систематику подвижных поясов, областей и систем негеосинклинального ряда. Более детально разбираются проблемы, имеющие большое значение для прогнозной оценки по ряду полезных ископаемых ранее малоизученных территорий. Кратко описаны структуры протогея, обладающие неповторившимся позднее своеобразием.

Второй раздел посвящен структурам переходной зоны (транзоны) между континентами и океанами. Эта зона за последние годы привлекла внимание геологов, геофизиков, вулканологов, океанологов и других специалистов. Выяснились возможности непосредственного наблюдения здесь многих важнейших геологических процессов (землетрясения с разной глубиной эпицентров, цунами, извержения вулканов, осадконакопление, разломообразование, формирование рудных месторождений и пр.). Краевые моря, островные дуги, глубоководные желоба стали изучаться всеми возможными методами. Отстает еще исследование континентальных склонов, которые автор вопреки преобладающим представлениям относит к пограничной зоне между континентами и океанами.

В третьем разделе рассматриваются структуры океана, главным образом на примере Тихого океана, геология которого наиболее знакома автору. Подчеркивается специфика океанских структур — талассократонов, внутриокеанских вулканогенных поясов и на-

горий и срединноокеанских подвижных поясов. Естественно, что детальность изучения океанских структур, вовлеченных в сферу интересов геофизиков и тектонистов недавно (последние 10—12 лет), существенно отличается от таковой геологии континентов, насчитывающей два столетия.

Новые, вероятно, во многом дискуссионные представления развиваются в последнем разделе книги, где дается характеристика структур, общих для всей Земли. С этих позиций описаны вулканотектонические структуры, широко развитые на континентах, океанах и в переходных зонах между ними, а также блоковые структуры (геоблоки). Глубинным разломам, которые также несомненно являются структурами, охватывающими всю Землю, посвящены многочисленные публикации, и автор, учитывая небольшой объем книги, только кратко остановился на некоторых из них (например, на океанских линеаментах). Заканчивается книга рассмотрением проблем усовершенствования тектонической систематики, терминологии и номенклатуры. Этим проблемам уделяется в работах по тектонике незаслуженно мало внимания.

Автор признателен М. В. Муратову и Н. А. Беляевскому за полезные рекомендации и будет благодарен за все замечания и пожелания, связанные с поднятыми проблемами.

Тектоническая систематика, как и всякая другая, должна исходить из генетических закономерностей. История развития взглядов на происхождение Земли, ее ядра, оболочек и даже наиболее доступной для исследования земной коры показывает, что мы еще далеки от установления достоверной связи между глубокими зонами нашей планеты и тектоническими структурами. Контракционисты (Э. Зюсс, Г. Штилле, С. Н. Бубнов и др.) в свое время создали представление о распределении таких элементов земной коры, как континентальные глыбы (кратоны), шельфы, геосинклинали, океанские впадины. В 40-х годах XX столетия иную концепцию предложил Ван Беммелен. Эта концепция, пытающаяся объединить фиксистские и мобилистские построения, рассматривает миграцию масс на разных структурных уровнях. Удации разного масштаба, исходящие из нижней и верхней мантии, тектоносферы и эпидермы, привели к образованию срединноокеанских поднятий, геосинклиналей, платформенных поднятий, оседаний, горных систем и островных дуг. Последовательно в течение двух десятков лет В. В. Белоусов развивает представления о дифференциации подкорового вещества. На основании современных исследований строения и развития тектоносферы (земной коры и верхней мантии), материков и океанов В. В. Белоусов пришел к выводу о ведущем значении для развития процессов тектогенеза астеносферы (волновода). От физико-химических процессов в последнем зависит формирование геосинклиналей, образование платформ, областей тектонической активизации тибетского и Тяньшаньского типов и, наконец, таких грандиозных наложенных структур, как океаны.

Приведенные примеры, а также данные других исследователей, рассматривающих процессы образования поверхностных структур в связи с глубинными явлениями (П. Н. Кропоткин, М. В. Муратов, А. В. Пейве, С. И. Субботин, В. Е. Хаин, А. Л. Яншин и др.), показывают, что в настоящее время нет единой теории, объясняющей происхождение тектонических структур континентов, океанов и переходных зон между ними.

В результате исследований океанов геологами и геофизиками получены новые данные, которые привели к возрождению и усиле-

нию значения гипотез подкоровых течений и эпейрофореза в новой трактовке — «тектоники плит» и «раздвижения морского дна».

Однако представление о том, что образование тектонических структур не может быть выведено из какой-либо одной общей концепции, не должно препятствовать попыткам совершенствования тектонической систематики, ибо такое состояние тектонической науки, когда новые гипотезы или усовершенствованные старые гипотезы могут сосуществовать, продлится, вероятно, еще много лет. Н. С. Шатский еще в 1947 г. отмечал, что «Создание рациональной, по возможности генетической, тектонической классификации является одной из важнейших задач нашей науки. Этого требуют не только теория, но и все без исключения практические работы по геологии», что обязывает уже сейчас попытаться разобраться в огромном количестве предложений по терминологии и номенклатуре тектонических структур и привести их в общую систему, еще, конечно, во многом несовершенную.

Тектоническая систематика, принимая во внимание комплексность понятий, составляющих тектонику, должна учитывать: а) тектонические структуры, б) периодизацию и хронологию тектонических движений и в) обусловленные ими тектонические обстановки (режимы). Эта книга в основном посвящена проблемам систематики тектонических структур. В соответствии с определением В. Е. Хаина под ними понимаются обособленные участки тектоносферы (или земной коры), отличающиеся от смежных участков определенным сочетанием состава и условий залегания слагающих их пород. Тектонические структуры (или сокращенно «структуры») отражают конечный результат сложных процессов их формирования. Представление о них получено как в результате непосредственных наблюдений — региональных полевых исследований и геологических обобщений, так и путем построения различных моделей. Историческая обусловленность, необратимость и неповторимость геологических процессов и их особенности, характерные для отдельных регионов, затрудняют выделение строго определенных тектонических структур.

В книге использованы данные по тектонике и глубинному строению СССР, в частности геофизические материалы, обобщенные за последние годы Н. А. Беляевским, А. А. Борисовым, Л. В. Булиной, Р. М. Деменицкой, Ф. С. Моисеенко, А. А. Николаевским, Т. Н. Симоненко, Э. Э. Фотиади и др. В Советском Союзе изданы специальные тектонические словари и справочники, облегчающие задачу систематизации и упорядочения тектонической классификации, терминологии и номенклатуры. К ним относятся: «Материалы к тектоническому словарю», подготовленные под редакцией А. А. Богданова, В. Е. Хаина и С. С. Шульца к XXI и XXII сессиям Международного геологического конгресса (1960, 1963 гг.); Словарь тектонических терминов (1970 г.); «Решение совещания по классификации платформенных структур» (1963 г.). Весьма ценные материалы по тектонической терминологии содержатся в

четырёхтомном собрании избранных трудов Н. С. Шатского, в известных руководствах В. В. Белоусова, В. Е. Хаина, Ю. А. Косыгина и др., а также в «Материалах совещания по проблемам тектоники в Москве в 1963 г.» (редакторы П. Н. Крпоткин, М. В. Муратов, А. В. Пейве и др.).

При написании данной книги использованы также работы — новое 5-томное издание «Геологическое строение СССР» (1968—1969 гг.), подготовленное во ВСЕГЕИ (главный редактор Е. Т. Шаталов, редакторы: А. И. Жамойда, Т. Н. Спизарский, Ю. Ир. Половинкина, А. Д. Щеглов, Л. И. Боровиков и А. И. Семенов), а также специальный выпуск Международного тектонического словаря, посвященный английской тектонической терминологии (J. Dennis, 1967), и другие работы зарубежных исследователей.

Континентам (от латинского *continentis* — устойчивый, крепкий) — наиболее изученным крупным глобальным структурным элементам посвящена многочисленная литература. Долгое время геогнозия, а затем геология целиком опирались на исследования структур материков. Только в последние годы из рассмотрения рельефа Земли в целом (Герасимов и Мещеряков, 1967), рельефа дна океана (Леонтьев, 1968), а также глубинного строения нашей планеты определено деление Земли на: континенты, океаны и переходные зоны между ними. Пожалуй, сейчас уже полностью отпали сомнения в том, что всем этим глобальным структурным подразделениям свойственны свои особенности земной коры и мантии.

Итак, материки — это важнейшие весьма крупные гетерогенные геологические тела, которые сформировались в течение длительной эволюции в результате физико-химической и гравитационной дифференциации вещества оболочек Земли в ходе общего разогрева планеты радиогенным теплом. Процесс дифференциации, связанный существенно с региональным метаморфизмом и гранитизацией, расчленил материки на ряд главнейших структур. Как будет показано ниже, в раннем докембрии появились первичные нуклеарные комплексы, протоплатформы и протогеосинклинали, в позднем докембрии — фанерозое происходило основное развитие геосинклинальных и пегеосинклинальных подвижных поясов, областей и систем, а также платформ, вначале древних, а затем молодых и шельфовых областей. Общая глубина дифференциации мантии в процессе выплавления вещества материковой коры оценивается в 1200—1400 км. Предполагается, что химический состав тектоносферы под материками отличается от такового под океанами до глубины 300 км. Под материковой корой астеносфера (волновод) находится на средней глубине 100—150 км. В основании значительных площадей материковой коры давление составляет порядка 10—15 кбар, а температура — 600—700°. Границами континентов являются, по представлениям ряда исследователей, подножия материкового склона. В этой работе континентальный склон рассматривается как пограничная структура между континентом и океаном или континентом и переходной зоной.

## ПОДВИЖНЫЕ ПОЯСА, ОБЛАСТИ И СИСТЕМЫ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО РЯДА

Геосинклинали\* в особой первичной форме возникли на ранней стадии развития Земли. Почти одновременно сформировались и противостоящие им более стабильные регионы. Представляется целесообразным описание тектонических структур начать с геосинклинальных структур позднего протерозоя и фанерозоя, изученных значительно полнее.

Несмотря на то, что геосинклиналильная теория несколько не потеряла своего значения и в наши дни, нет более сложной и запутанной систематики понятий, чем применяемой в учении о геосинклиналиях. Отсюда представляется целесообразным привести общее определение геосинклинали, как зоны высокой подвижности, контрастных изменений геодинамических напряжений, большой мощности отложений (до 10—20 км), значительной расчлененности и повышенной проницаемости земной коры, выражающейся в активном магматизме и метаморфизме; это линейно-вытянутые, дугообразно-изогнутые или мозаичнопостроенные участки земной коры; их зарождение и развитие тесно связаны с глубинными разломами; в начальных стадиях своей эволюции геосинклинали характеризуются преобладанием погружений, а в заключительных — поднятий; это также пластичные зоны, физическое состояние которых обуславливает интенсивные складкообразовательные процессы. Мощность и строение земной коры и верхней мантии в пределах геосинклиналей подвержены значительным колебаниям. Геосинклиналиям присущи резко дифференцированное гравитационное и магнитное поля с преобладанием линейных аномалий. Современные (и, вероятно, древние) геосинклинали отличаются высокой сейсмичностью и повышенной величиной теплового потока. Определение геосинклиналей, как специфичных высокоомобильных зон, служит исходным для всего последующего изложения. Можно присоединиться к представлениям, что геосинклинали — это пояса максимальной раздробленности, подвижности, проницаемости и дифференцированности тектоносферы. Это хорошо доказывается их глубинным строением (рис. 1).

В качестве примера неправильного понятия о почти любом прогибе, как о геосинклинальном, может служить известное высказывание М. Кея (1955) и других американских геологов, которые к многогеосинклиналиям относят структуры со следующими признаками: магматические проявления отсутствуют или крайне слабы, преобладают геологические формации платформенного типа, складчатость наложена и оторвана во времени от седиментации. Если учесть еще данные о расположении этих структур в пограничных с платформами районах и наследовании их краевыми

---

\* В широком смысле понятия, обнимающего значительные по размерам области земной коры. — *Прим. автора.*

прогибами, то станет ясно — речь идет о перикратонных опускающих (прогибах), деформированных в более позднюю тектоническую эпоху, т. е. о краевых складчато-глыбовых системах негеосинклинального ряда (см. ниже). Неправоммерно относить к геосинклиналям и брахигеосинклиналям (геосинклинали IV типа, по Э. Э. Фотиади и Ф. С. Моисеевко, 1967), в которых преобладают континентальные и реже морские пестроцветные и сероцветные формации (в том числе угленосные и соленосные).

В приложении 1, не претендующем на полноту, приведены данные о номенклатуре геосинклиналей. В нее включены в основном те различные названия структур, которые отвечают данному выше определению. Геосинклинали, не отвечающие этому определению, и термины (в частности, термины пара-, квази-, идио- и зевгогеосинклинали) отброшены. Таблица показывает обилие классификационных признаков, которые вкладываются в понятие «геосинклиналь». Мы сознательно не стали загружать ее возрастной тек-

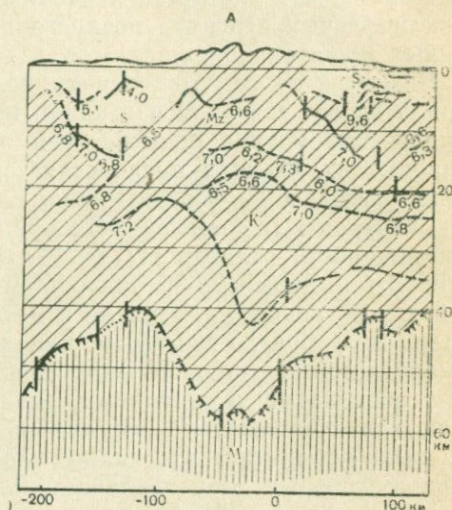


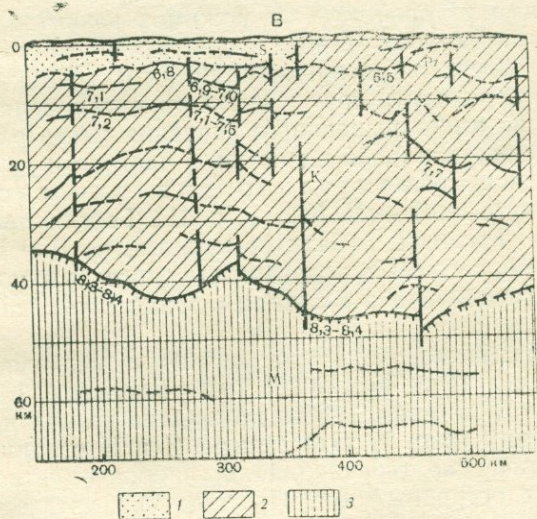
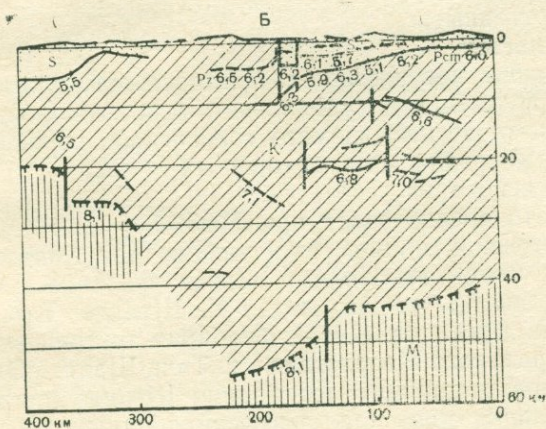
Рис. 1. Разрезы через складчатые системы: А — Большого Кавказа; Б — Восточных Карпат; В — Урала. По Н. А. Беляевскому (1969)

1 — осадочная толща (S); 2 — консолидированная кора (K); 3 — верхняя мантия (M)

тонической шкалой, что недавно в свете новейших данных сделано А. А. Богдановым (1969). Можно согласиться с Ж. Гогелем (1969), что пока выявляются лишь сходные тенденции в развитии изученных геосинклиналей, некоторые аналогичные черты их строения и имеются еще непреодоленные трудности в уточнении этого понятия. Ж. Гогель (1969, стр. 36) справедливо указывает, что «Стало обычным выражать понятием геосинклиналь характер осадконакопления в зонах, подверженных впоследствии резким тектоническим деформациям. Если бы удалось четко установить типичные черты осадков бассейнов, которые впоследствии будут деформированы, то был бы открыт один из наиболее важных законов развития земной коры».

Проблемам систематики геосинклинальных структур посвящена обширная литература (Милановский, 1929; Хаин, 1964; Красный, 1961; Косыгин, 1969; Муратов, 1969 и др.; Штилле, 1924, 1940, 1964 и др.; Кей, 1951; Обуэн, 1965).

Данные о номенклатуре подвижных поясов, областей и систем приведены в статьях М. В. Муратова (1965, 1967 и др.), В. Е. Хаина (1964, 1968, 1969 и др.), Н. П. Хераскова (1964), Ю. М. Пущаровского (1967 и др.), А. Л. Яншина (1966), Л. П. Зоненшайна (1967, 1969) и многих других.



По мнению автора, целесообразна группировка геосинклинальных прогибов в зависимости от преобладающих в них формационных типов осадочных, вулканогенных или осадочно-вулканогенных толщ (см. приложение 2).

Руководствуясь этим, могут быть выделены геосинклинальные прогибы:

I. Энсиматической группы:

- 1) кремнисто-вулканогенные,
- 2) офиолитовые (зеленокаменные),
- 3) терригенно-туфовые.

II. Энсиалической группы:

- 1) карбонатные,
- 2) терригенные,
- 3) флишевые.

Первая группа геосинклинальных прогибов, возможно, образовалась на фундаменте существенно базит-гипербазитового состава, часто неточно называемого «океанской» корой, вторая, как правило, сформировалась на опущенных блоках гранитно-метаморфического основания.

Для тех, кто предпочитает применять термины «эвгеосинклиналь» и «миогеосинклиналь» (они удобны для мелкомасштабных тектонических карт), необходимо точное указание, что они рассматриваются иначе, чем это делал Г. Штилле. Так, например, поступил А. А. Богданов (1965), разбирая тектоническое районирование Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. Он писал: «В отличие от первоначального толкования Штилле приходится признать, что наличие мио- или эвгеосинклинальных особенностей строения той или иной геосинклинальной области является прямым выражением их свойств — их режимов развития... эти режимы могут в различных сочетаниях сменять друг друга во времени (например, на месте эвгеосинклинали может возникнуть миогеосинклиналь) и переходить друг к другу по простиранию. По-видимому, для них не имеет решающего значения место расположения в пределах геосинклинальной площади, в частности крайнее положение не обязательно для миогеосинклиналей (подчеркнуто мной — Л. К.)» (стр. 41). Геосинклинали энсиматической группы (батидермальные, по Ван Беммелену), возможно, формировались в условиях высокого расположения поверхности Мохоровичича и Конрада в зонах с высоким тепловым потоком.

Имеются различные схемы зарождения и развития геосинклинального процесса (Ван Беммелен, 1966; Белоусов, 1966; Субботин и др., 1968; Шейнманн, 1968 и др.). Одна из них принадлежит Ю. М. Шейнманну (рис. 2). Эта схема (I и II стадии) характеризует энсиматические геосинклинали, наиболее четко проявленные в системах островных дуг. Прогибы энсиматических геосинклиналей закладывались на резко раздробленном основании, о чем свидетельствуют многочисленные магматические проявления, четко проявившиеся в ранней стадии их развития, наличие гигантских брекчий типа меланжа, обилие разрывов и других признаков. Значение роли основания, на котором образовались геосинклинальные системы и их прогибы, недавно было подчеркнуто М. В. Муратовым (1969, 1970) и Н. А. Богдановым (1969). Первый четко показал эволюцию типов коры в западной части Средиземноморского

пояса (от океанского добайкальского к материковому более позднему), а второй обосновал развитие окраиннотихоокеанских таласогеосинклиналей на особом (близком к океанскому) типе коры с отсутствием ясно выраженного «гранитно-метаморфического» слоя. Протяженность геосинклинальных зон этого класса чрезвычайно велика при относительно небольшой их ширине (Уральская — свыше 2500 км, Кордильеры Северной Америки и островные дуги Восточной Азии — многие тысячи километров). Тепловой поток достигает в

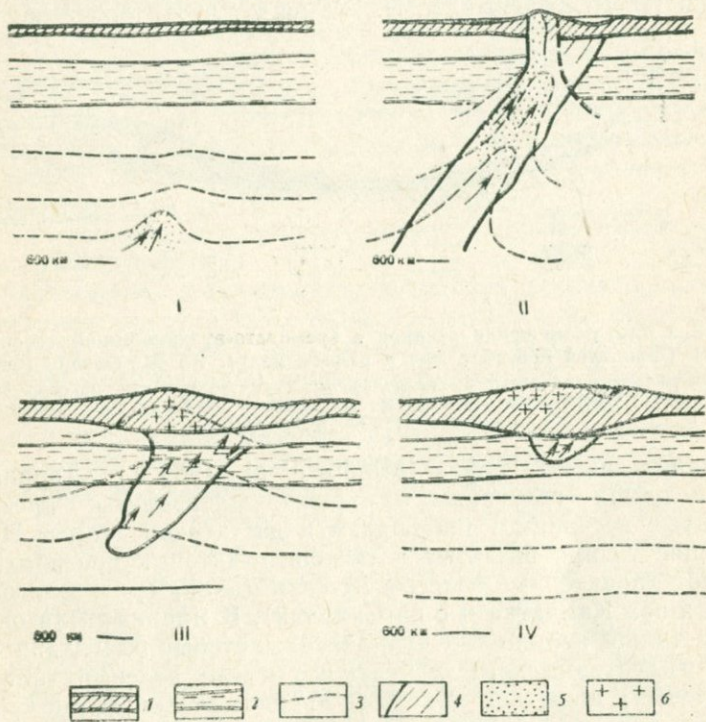


Рис. 2. Схема развития тектоногена (тектонофера). По Ю. М. Шейнману (1968)

1 — кора; 2 — волновод (слой низких скоростей); 3 — геоизотермы; 4 — тектоноген (тектонофер); 5 — основная магма; 6 — граниты.  
 Стадии: I — концентрация энергии, начало роста; II — полное развитие; III — начало отмирания; IV — исчезновение

них очень большой величины — порядка  $3,3-3,49 \cdot 10^{-6} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{сек}$  (Ф. А. Макаренко и др., 1968 г.; А. А. Смыслов, 1969 г.).

По характеру выполняющих пород различаются три основных типа геосинклинальных прогибов (борозд, трогов):

1) кремнисто-вулканогенный тип — к нему принадлежат многие геосинклинальные системы Центрально-Азиатского, Средиземноморского и Тихоокеанского подвижных поясов. Имеется много подтипов (кремнисто-вулканогенно-терригенный, кремнисто-вулканогенно-карбонатный и др.), характеризующих индивидуальные

особенности геосинклинальных систем. Реконструкция такого типа геосинклинального прогиба (рис. 3) сделана Ж. Обуэном (1965);

2) в случае явного преобладания подводных вулканитов, превращенных в зеленокаменные породы, выделяется офиолитовый (зеленокаменный) тип геосинклинальных прогибов (Н. А. Штрейс, 1951 г.);

3) терригенно-туфовый тип — распространен в системах островных дуг; здесь появляются две характерные формации: диатомитовая (Л. И. Красный, А. И. Жамойда, А. И. Моисеева, 1962 г.)



Рис. 3. Схема размещения осадков в кремнисто-вулканогенной геосинклинали (Пиндский прогиб в юре и раннем мелу). По Ж. Обуэну (1965)

1 — зеленокаменные породы; 2 — радиоляриты; 3 — валунные или микробрекчиевые известняки; 4 — неритовые или рифовые известняки; 5 — известняки и яшмы; 6 — кристаллический фундамент

и формация зеленых туфов (Minato et al., 1965 г.). Терригенные пачки и толщи (граувакки, различные алевролиты, аргиллиты, туфогенные песчаники) наблюдаются достаточно часто. Породы, слагающие толщи, развитые в туфодиатомитовых прогибах, иногда имеют характерные белесые оттенки (например, в олигоцене и неогене п-ова Камчатка и о-ва Сахалин). В Японии были описаны мощные толщи неогеновых вулканитов, которые благодаря интенсивным гидротермальным изменениям имеют зеленый (или серовато-зеленый) цвет; для них было предложено название «зеленые туфы».

Энсиалическая группа геосинклиналей формировалась, вероятно, в условиях относительно низкого стояния поверхности Мохоровичича и Конрада. Здесь не образовывался проникающий глубоко (на сотни километров) в мантию тектоноген (тектонофер). В целом фундамент, на котором закладывались энсиалические геосинклинали, по-видимому, подвергался умеренному раздроблению.

По составу толщ, преобладающих в энсиалических геосинклиналях, можно выделить три (или, быть может, четыре) типа:

1. **Карбонатный** (терригенно-карбонатный) тип осадконакопления, как это хорошо известно, тяготеющий к относительно стабильным геосинклинальным структурам (обычно к их краевым частям). В Южном Тянь-Шане большая часть палеозоя сложена терригенными и особенно карбонатными формациями. Громадной

мощностью (12—16 км) отличаются отложения силура — карбона. Не менее характерны терригенно-карбонатные (и карбонатные) формации для геосинклинальных палеозойских толщ, подстилающих мезозойды Северо-Востока СССР и Юго-Восточной Азии. Эти образования (например, для Верхояно-Колымской складчатой области) рассматриваются в качестве структур особой «подвижной платформы». В Альпийско-Гималайской области (Муратов, 1968) в составе геосинклинального комплекса альпид выделяется нижний структурный этаж (триас — юра, иногда верхний палеозой — юра), в котором преобладают карбонатные и карбонатно-глинистые формации с редкими вулканитами и небольшим количеством обломочного материала. В зоне островных дуг типичные карбонатные геосинклинальные зоны развиты на северной части Анtilьской геосинклинальной системы, обращенной к Атлантическому океану. Очевидно, Н. П. Херасков (1964) прав, считая, что развитие карбонатных толщ связано не только с климатом, но и с определенными тектоническими условиями, препятствовавшими поступлению обломочного материала.

2. *Терригенный тип*, характеризующийся резким преобладанием монотонных сероцветных толщ (песчано-глинистая, глинистая и песчаная формации) нередко большой мощности (до 18 км). Мезозойды (верхояниды) Верхояно-Колымской складчатой области и палеозойды Анд являются наиболее характерными для терригенного типа геосинклиналей. Начальный этап развития Верхояно-Колымской области приходится на средний (местами на ранний) карбон, а завершающий — на юру. Сходное, хотя и более короткое, развитие (поздняя пермь — юра, местами триас — юра) имеет Чукотская складчатая система. Здесь в перми — среднем триасе накапливались осадки песчано-глинистой сероцветной формации (свыше 2500 м), а в позднем триасе — ранней юре — ритмично-слоистая толща песчано-глинистой формации (свыше 3500 м). Своеобразны складчатые структуры терригенных геосинклиналей верхоянид, обладающие в целом крупными размерами (длина до 150—200 км). Обычно широкие антиклинали с пологими сводами и крутыми крыльями сопрягаются с узкими синклиналями. Зеркало складчатости пологое, приближающееся к горизонтальному. Здесь наблюдаются специфические складчатые формы, названные планориями. В Верхояно-Колымской системе известно несколько таких структур (Сакрынский, Эльпинский, Сарычевский, Буяндинский и другие планории). Так, например, Эльпинский планорий имеет размеры 225×120 км. На большей части планория слагающие его верхнетриасовые толщи лежат горизонтально или падают под углами, не превышающими 10—15°. Между широкими площадями спокойного залегания пластов располагаются узкие зоны обычно синклинального строения, в которых осадки интенсивно смяты.

3. *Флишевый тип* геосинклиналей был впервые выделен М. В. Муратовым на материале Альпийского подвижного пояса. Здесь

флишевый тип геосинклинальных прогибов развивался в мезозое и позднее. Частью эти прогибы унаследовали положение ранних геосинклинальных прогибов (Aubouin, 1965), частью же оказались смещенными по отношению к ним. В процессе геосинклинального развития и складчатости эти прогибы превратились в синклинии

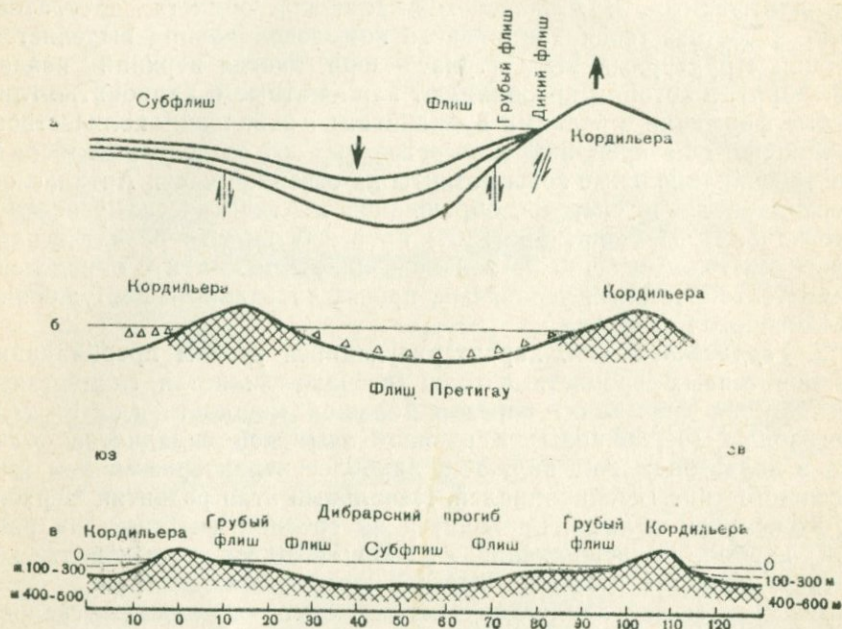


Рис. 4. Разрезы через флишевые геосинклинали. По Л. Б. Рухину (1962)

Геосинклинальные прогибы: а — внешний, б — внутренний (расстояние между кордильерами 75—100 км), в — поперечный профиль через Дибрарский прогиб на Юго-Восточном Кавказе (валанджии)

или в некоторых случаях, будучи в неогене захваченными общими крупными поднятиями, оказались расположенными на крыльях крупных мегантиклинорий (Большой Кавказ, Альпы и др.). Совместно с флишевыми толщами в этих прогибах иногда встречаются покровы эффузивов.

Л. Б. Рухин (1962) считает, что области флишенакпления связаны с узкими и длинными бассейнами (шириной 50—150 м), располагавшимися между двумя поднятиями (кордильерами), или между кордильерой и подводным валом, или во внешнем прогибе по краю жестких глыб (рис. 4). К разновидности рассматриваемого типа геосинклиналей следует отнести «вулканогенно-флишевые» (Кабульский прогиб в Афганистане и прогиб болгарского Среднегорья).

Не исключено, что в группе энсалических геосинклиналей сле-

743  
дует выделять самостоятельный четвертый вулканогенно-терригенный (карбонатный) тип геосинклиналей, в которых развиты в той или иной степени ритмично наложенные толщи, где наряду с вулканитами среднего состава (порфириды, андезиты) и умеренно кислого состава (дациты) широко распространены различные туфопесчаники и туфосланцы и (или) пелитоморфные известняки. Иногда в такого типа геосинклинальных прогибах наблюдаются слои с растительными остатками и углистыми образованиями (Аджаро-Триалетская складчатая система). Подобные геосинклинальные прогибы известны в Монголии. Так, например, в Солонкерской геосинклинальной зоне (Ю. А. Борзаковский и др., 1967 г.) наблюдается обилие вулканических пород по всему разрезу — от среднего карбона до верхней перми. В осевой части геосинклинального прогиба верхняя пермь представлена андезитами и андезито-дацитами с линзами известняков.

Закономерности развития двух контрастных типов геосинклинальных структур имеют первостепенное значение для развития теории прогноза полезных ископаемых эндогенного и экзогенного происхождения. При этом несомненно намечаются корреляционные связи между глубинными особенностями тектоносферы, характером основания, на котором развиваются энсиматические и энсиальные геосинклинали, литологическим и петролого-геохимическим их профилем, типом и морфологией складчатых и разрывных тектонических структур и минерализацией.

Представления о стадиях тектонического цикла (тектонической эпохи, по А. А. Богданову) развивались одновременно с учением о геосинклиналях и имеют важное теоретическое и практическое значение. Исходя из признания, что в геосинклинальных системах наблюдается последовательность геологических событий, связанных с глубинными процессами (Билибин, 1955; Белоусов, 1966; Борисов, 1967; Субботин и др., 1968), установлено, что тектонический цикл (эпоха) делится на два крупных периода: 1) существенного прогибания (собственно геосинклинальная или главная геосинклинальная стадия) и 2) преобладающего поднятия (стадия общего обращения, общей инверсии или орогенная). При этом такие реперные формации, как флишевая, завершают первый период, а молассовая (нижняя моласса) начинает второй. Дальнейшее подразделение крупных стадий на подстадии, учитывающее складкообразование, магматические формации и металлогению, не имеет общепринятой классификации. Эволюцию подвижных областей и систем можно представить в следующем виде: в собственно геосинклинальной стадии различаются раннегеосинклинальная подстадия (начального погружения) и позднегеосинклинальная подстадия (предорогенная). Первая характеризуется расширением областей прогибания и в энсиматических геосинклиналях основным подводным вулканизмом; вторая — усилением дифференциации прогибов с формированием внутренних поднятий с существенно андезитовым вулканизмом, а также обращением (ин-

Стадии развития геосинклинальных

Г. Штилле (1940)	В. В. Белоусов (1948—1962) Стадии, подстадии	Ю. А. Билибин (1955), В. Г. Грушевой и др. (1957) Этапы	М. В. Муратов (1963) Комплексы	В. Е. Ханн (1964) Стадии	
Вполне кратонное состояние		Молодая платформа	Молодой платформы	Складчатая зона	
Квазикратонное состояние	Горообразование	Конечный	Молассовый	Геосинклинальный цикл	
Орогенез	Общего обращения (общей инверсии)	Поздний			Раннеорогенная
Геосинклинальная стадия	Прогибания	Средний	Главный геосинклинальный		Предорогенная
		Ранний			
	Заложения геосинклинали	Начальный	Древнего складчатого основания	Начального погружения	

версией) частных прогибов, сопровождающимся складкообразованием.

Ряд геологов выделяет самостоятельную инверсионную (раннеорогенную) стадию, во время которой происходят общая инверсия и внедрение главной массы гранитоидов. В постинверсионную (позднеорогенную, собственноорогенную, неустойчивой консолидации, постгеосинклинальную) стадию происходят горообразование (формирование горного рельефа и его пенепленизация), образование сводовых, глыбовых и сводово-глыбовых структур с впадинами молассового типа и континентальным (субсеквентным) магматизмом.

## складчатых систем

		В. Е. Ханин (1971) Стадии	Ж. Обуэн (1965) Стадии	Л. И. Красный (1961), А. И. Семенов, К. И. Дворцова, 1968 (с изменениями) Стадии	
Молодой платформы				Квазиплатформенное развитие	
Тектонический цикл	орогенный период	Посторогенная	Постгеосинклинальный период	Активизация области завершенной складчатости (интенсивные сводовые и глыбовые движения, горообразование)	
		Позднеорогенная	Позднегеосинклинальный период	Становление области завершенной складчатости (консолидация складчатых структур; умеренные блоковые движения)	
		Раннеорогенная	Геосинклинальный период	Орогенная (заключительная)	Формирование складчатой системы (преобладание восходящих движений; главные фазы складчатости)
	собственно геосинклинальный период	Предорогенная		Становления	Геосинклинальная (дифференцированные тектонические движения с преобладанием прогибания)
		Начальных погружений		Обособления	

Стадийное развитие в течение тектонического цикла (эпохи) показано на табл. 1.

В пределах континентов и их окраин наиболее крупными планетарными подразделениями являются подвижные пояса, происхождение которых связано с процессами в мантии Земли. Их также называют геосинклинальными складчатыми и тектоническими поясами (Пушаровский, 1968). Эти весьма крупные структурные элементы тектоносферы протягиваются внутри материка (например, Средиземноморский и Центрально-Азиатский пояса) или обрамляют океаны (например, Тихоокеанский подвижный пояс). Подвижные пояса представляют собой сложные и часто длитель-

но полициклически развивающиеся грандиозные зоны повышенной тектонической активности, связанные с продольными системами глубинных разломов. Существенное значение имеют и поперечные глубинные разломы, делящие подвижные пояса на звенья.

М. В. Муратов и В. Е. Хаин (1968) предложили выделять подвижные пояса: 1) геосинклинальные, превращающиеся позднее, иногда после весьма длительной эволюции, в складчатые горные пояса; 2) орогенные, нередко разрастающиеся в поднятия, имеющие ширину, большую, чем породившие их геосинклинальные пояса; 3) складчатые — с наиболее интенсивными складчатыми формами в пределах геосинклиналей.

В данном разделе автор останавливается на описании подвижных геосинклинальных складчатых поясов первого типа. По комплексу наиболее четко выраженных геологических процессов (завершению складчатости, магматизму и минерализации) пояса этого типа можно разделить на существенно палеозойские (например, Центрально-Азиатский, Урало-Монгольский), палеозойско-мезозойские (Периарктический), мезозойские и кайнозойские (соответственно внешняя, материковая зона, и внутренняя, океаническая зона западной части Тихоокеанского подвижного пояса). В пределах подвижных поясов возможно (Шейнманн, 1959; Хаин, 1969) сосуществование на различных их отрезках как геосинклиналей только начинающих свое развитие, так и заканчивающих его. Одновременно встречаются и участки с преобладанием геантиклинального режима. Отдельные, достаточно крупные части подвижных поясов от цикла к циклу развиваются как унаследованно, так и с существенным изменением структуры. Развитие подвижных поясов — процесс длительный. Так, восточная часть Тихоокеанского подвижного пояса — североамериканские Кордильеры, возникнув в протерозое (около 1350 млн. лет назад), вступила в эпоху интенсивного складко- и горообразования лишь в конце юры. Средиземноморский пояс, заложенный примерно 1000 млн. лет назад, продолжает в отдельных звеньях геосинклинальное развитие (Муратов, Хаин, 1968). Правоммерно и выделение Периарктического подвижного пояса (арктиды, по Б. Х. Егизарову, 1970 г.) в целом широтного простиранья, энсиалического профиля, сформировавшегося, вероятно, в раннем палеозое и завершившего свое развитие в мезозое (Таймырская система — в триасе, Чукотская — в раннем мелу).

Подвижные (геосинклинальные) складчатые пояса делятся на крупные самостоятельные части, которые получили название геосинклинальных областей (Богданов и др, 1963; Хаин, 1964, Муратов, 1967). Ими охватываются обширные участки земной коры между двумя древними платформами (на материке) или между древней платформой и талассократоном. В последующем развитии геосинклинальные области преобразуются в складчатые области, составляя в целом единую региональную тектоническую структуру — геосинклинальную складчатую область.

Геосинклинальные складчатые области (или короче для регионов завершённой складчатости — складчатые области) состоят в поперечном разрезе из двух или более зон. Если эти зоны составляют самостоятельные ветви складчатой области и обладают определёнными исторически и пространственно изменяющимися тектоническими стадиями (см. выше), то они называются складчатыми системами. Современные представления о геосинклинальных системах разработаны советскими тектонистами (Н. С. Шатский, М. В. Муратов, В. Е. Хаин, Ю. А. Косыгин и др.). Примерами геосинклинальных складчатых систем могут служить: Большой Кавказ, Сихотэ-Алинь, Хоккайдо, Сахалин, Аппалачи, Новая Англия (Восточная Австралия). Эти системы состоят из ряда геосинклинальных прогибов, разделённых геосинклинальными поднятиями и редко (см. ниже) срединными массивами. Для каждой системы характерна сходная история слагающих её структурных элементов. В ходе эволюции они превращаются в складчатые (часто складчатоглыбовые) сооружения, состоящие из антиклинорий, чередующихся с синклинориями, и включающие фрагменты более древних ядер, глыб или клиньев. К концу развития складчатых систем они образуют горные поднятия, сочетающиеся с межгорными впадинами.

#### **СТАБИЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ — ДРЕВНИЕ И МОЛОДЫЕ ПЛАТФОРМЫ, ШЕЛЬФЫ И МАССИВЫ**

Устойчивые элементы земной коры могут рассматриваться как закономерно связанный ряд структур, возникших в определённой тектонической обстановке (табл. 2). Это существенно глыбовые образования с угловатыми очертаниями, ограниченные разломами. Их стабильность относительна. Она устанавливается по сравнению с подвижными поясами, областями и системами геосинклинального и негеосинклинального развития. Однако, рассматривая историю геологического развития любой платформы или массива, легко обнаружить их своеобразную тектоническую жизнь — поднятия и закономерно с ними связанные опускания, взламывания и блоковые движения, нередко специфическая складчатость и магматизм. Однако следует отметить и постоянство сохранения длительной тенденции к воздыманию или погружению рассматриваемых структур. С этих позиций их стабильность несомненна.

Первые сведения о платформах, как о самостоятельных структурах, принадлежат А. П. Карпинскому. В 1919 г. в статье «К тектонике Европейской России» им вводится термин «платформа» (от фр. «plate-forme»), который был применён Э. Маржери при переводе немецкого слова «Tafel» или «Tafelland». А. Д. Архангельский, позднее А. Н. Мазарович и Н. С. Шатский и в последние годы А. Л. Яншин, А. А. Богданов, М. В. Муратов, М. М. Толстихина, А. С. Новикова, В. С. Журавлев, В. Д. Наливкин, Т. Н. Спичар-

Сравнительная характеристика стабильных структур

Основные особенности	Древние платформы	Молодые платформы (суущественно плиты)	Шельфы (окраинноматериковые плиты)	Массивы
Форма, рельеф	Резко полигональная, близкая к изометричной; равнины, низкие нагорья	Внешние и внутренние углы нередко «размыты»; изометричные и вытянутые равнины	Изометричные или слегка вытянутые, угловатые; выровненные	Изометричные — треугольные и полигональные; плато, нагорья
Площадь (км <sup>2</sup> )	От 3—5 до 10—15 · 10 <sup>6</sup>	От 2 · 10 <sup>5</sup> до 3 · 10 <sup>6</sup>	От 4 · 10 <sup>5</sup> до 6 · 10 <sup>5</sup>	От 1,5 · 10 <sup>5</sup> до 3,5 · 10 <sup>5</sup>
Границы, смежные структуры	Разломы большой глубины заложения; иногда перикратонные и краевые прогибы	Разломы и флексурные перегибы; нередко границы эрозионно-тектонические	Часто продолжают прибрежные равнины, иногда отделены от материка разломами; со стороны океана — флексуры и разломы материкового склона	Разломы, окраинные прогибы, сбросы.
Фундамент	Унаследованность от «дочерних» структур	Четко проявлена в отношении структур всех порядков. Наложенные структуры редки	Неясная; вероятно, имеется	Наблюдаются как унаследованные, так и наложенные структуры
Возраст	От позднего докембрия до кайнозоя	Суущественно мезозой и кайнозой, иногда пермь и средний палеозой	Суущественно мезозой и кайнозой	Палеозой — кайнозой, редко рифей
Главные литологические комплексы	Преобладают известняковые и известняково-доломитовые; характерны: пестроцветные и красноцветные кварцевые песчаники, терригенные и угленосные	Преобладают терригенные и терригенно-карбонатные; характерны: карбонатные (известняково-доломитовые, мелоподобных мергелей), терригенно-глауконитовые, галогенные, угленосные и др.	В нижней части песчано-алевролитовые, карбонатные; кремнистые, уплотненные и слабоуплотненные; в верхней — рыхлые глинистые и известковые пески и илы	Карбонатные (преимущественно в нижнем палеозое), терригенно-карбонатные, терригенные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные (существено субсеквентные вулканиты)
Мощность (м)	1500—4000; во впадинах и прогибах значительно больше (до 20 000)	2000—4500, иногда до 16 000	800—3500, в прогибах до 6000, иногда более	Меняется в широком диапазоне — от 0 до 8000
Магматизм	Преобладают траппы. Ультраосновные — щелочные интрузии, габбро-диабазы, диабазы, кимберлиты	Суущественно эффузивный, пестрый по составу: базальты, порфириты, диабазы, кварцевые порфиры; лакколиты гранит-порфиров, граносиенит-порфиров	Неясен	Для ряда массивов пестрого состава: андезиты, андезито-базальты, кварцевые порфиры; средние и кислые интрузии 2-х—3-х и больше генераций
Складчатые структуры	Пологие складки с углами наклона крыльев, измеряемыми минутами и градусами; иногда асимметричные с крутым флексурным крылом; куполовидные вздутия и вали	Своды, синеклизы, валообразные поднятия; системы мегантиклиналей и мегасинклиналей обычно унаследованных простираний	Вероятны моноклинали и брахискладки	Простые и умеренно сложные брахиформные складки, нередко близкие к линейным
Структурные комплексы	1. Кристаллический складчатый фундамент 2. Эоплатформенный комплекс 3. Платформенный чехол	1. Складчатый фундамент, часто кристаллический 2. Сложный орогенный комплекс 3. Платформенный чехол	1. Складчатый и кристаллический фундамент 2. Слабодислоцированный комплекс 3. Рыхлый комплекс (современные осадки)	1. Сложноскладчатый фундамент, часто кристаллический 2. Умеренно складчатый чехол, нередко 2—3-ярусный 3. Весьма пологодислоцированный или горизонтальнолежащий чехол
Мощность земной коры и ее слоев	40—65 км [осадочного 0—3 (редко 20 км); гранитного 0—25 км; базальтового 8—45 км]	30—50 км [осадочного 0—5 км (редко до 16 км), гранитного 10—22 км, базальтового 10—35 км]	15—30 км [осадочного 0—6 км, гранитного (или 2-го слоя) до 10—15 км; базальтового 8—15 км]	20—65 км (осадочного 0—12 км, гранитного 10—30 км, базальтового 8—35 км)

Основные особенности	Древние платформы	Молодые платформы (существенно плиты)	Шельфы (океанические плиты)	Массивы
Геофизические данные	Небольшие по амплитуде и градиенту гравитационные аномалии; магнитные аномалии различного типа связаны со структурой фундамента	Существует согласование взаимного расположения гравитационных и магнитных аномалий. Хорошо прослеживаются как линейные, так и мозаичные аномалии	Умеренные по амплитуде и градиенту гравитационные аномалии; магнитные аномалии различного типа связаны с фундаментом	В целом повышенное гравитационное и магнитное поля; аномалии чаще мозаичные, чем линейные.
Сейсмичность	Слабая; известны эпикентральные зоны, приуроченные к разломам	Слабая, изредка значительная	Слабая; приурочена к некоторым океанским окраинам	Слабая, в основном по окраинам
Эндегенные и экзогенные месторождения (образованные после формирования фундамента)	Нефть и газ; артезианские бассейны; Mn, Fe, Al, Si; уголь, фосфориты, графит, соли, различные россыпи Ni, Cu, Co, Pt, Au, Ti, Pb, Zn; алмазы, исландский шпат	Нефть и газ; артезианские бассейны (пресные, минеральные, горячие и другие воды); соли, уголь, оолитовые железные руды, различные россыпи	Нефть и газ; фосфориты; Mn, S, уголь; различные россыпи	Железо, фосфор, соли, уголь, нефть и газ; россыпи — — — — — Au, Ag, U, Pb — Zn, Sn, W, Ba, Hg, Sb
Главные структурные подразделения	Щиты, плиты, кряжи, антеклизы, синеклизы, гряды, своды, впадины, мегавалы, валы, купола, мульды, структурные носы, моноклинали, уступы, соляные структуры	Плиты, парасписы, параплакосы, мегантиклинали и мегасинклинали, своды, зоны ступеней, моноклинали, соляные структуры	Краевые плато, подводные валы, вероятно: своды, синеклизы, брахискладки, моноклинали, соляные структуры	В фундаменте: обычные для складчатых систем (антиклинории, синклинории и пр.). В чехле: брахiantiклинали и брахисинклинали

ский, А. Я. Дубинский, Ю. Г. Старицкий, Р. Г. Гарецкий и другие советские тектонисты успешно развивали учение о платформах. Глубинное строение платформ исследовали В. В. Федынский, А. А. Михайлов, Е. Н. Люстих, Э. Э. Фотиади, Т. Н. Симоненко, А. А. Борисов, Л. В. Булина и другие геофизики.

В пределах СССР находится значительная часть древней Восточно-Европейской платформы, целиком Сибирская платформа и молодые платформы Западно-Сибирская и Туранская; на востоке страны известны крупные массивы — Сагилен (Монголо-Тувинский), Колымский, Омолонский и Буреинский. Погруженные под уровень океана окраинноматериковые плиты — шельфы также широко развиты в прибрежных водах Советского Союза.

Древние платформы занимают громадные площади на всех материках. Они в основном определили в предбайкальскую (предассинтскую) эпоху размещение фанерозойских подвижных поясов, областей и систем. Эпейрогенические движения, которым подвержены платформы, — это малоамплитудные, медленные поднятия и опускания блоков по сбросам. В результате длительных нисходящих движений сформировались горизонтальнолежащий (или пологоскладчатый осадочный) и осадочно-вулканогенный чехол [обычно небольшой или умеренной (3—4 км) мощности], занимающий большую площадь. Обычно принято области выхода фундамента на поверхность называть щитами, а площади, покрытые чехлом, — плитами (например, Восточно-Европейская платформа состоит из Балтийского и Украинского щитов и Русской плиты). Щит может погружаться под платформенный чехол смежной плиты постепенно или отделяться от нее разломами или флексурами. Образование многочисленных платформенных структур различных размеров связано с подвижками блоков фундамента. Продукты магматизма представлены главным образом траппами — производными щелочно-базальтовой магмы. Особенностью трапповой формации являются колоссальные объемы излияний однородных трапповых магм. По подсчетам Л. В. Масайтиса (1969), общий объем излившегося базальтового материала в пределах Тунгусской синеклизы на Сибирской платформе составляет 911 тыс. км<sup>3</sup> (38% — базальты, 44% — долериты, 18% — туфы).

Известно деление древних платформ (эпикратонных платформ, по Д. С. Харкевичу и В. П. Москалевой) на две группы: Лавразийскую (Лавразиятскую) — северную и Гондванскую — южную.

Унаследованность развития структурных форм фундамента и чехла для платформ нехарактерна, что хорошо увязывается с исследованием магнитного и гравитационного полей. Магнитное поле нередко отличается контрастностью, связанной с влиянием пород кристаллического фундамента. На его морфологии сказывается и глубина залегания фундамента под осадочным чехлом. Если последний содержит магматические образования (например, траппы), он также становится источником магнитных возмущений, осложняющих суммарное поле (Борисов, 1967). Мозаичность гра-

витационного поля платформ свидетельствует о блоковом строении фундамента. Аномалии обладают неправильной изометричной кольцевой или полосчатой формой без ясных преобладающих простираний (Г. И. Мартынова, 1968 г.).

Земная кора древних платформ часто отличается ровным, близким к горизонтальному, положением поверхности раздела Моховичича (рис. 5). Для значительных пространств Восточно-Евро-

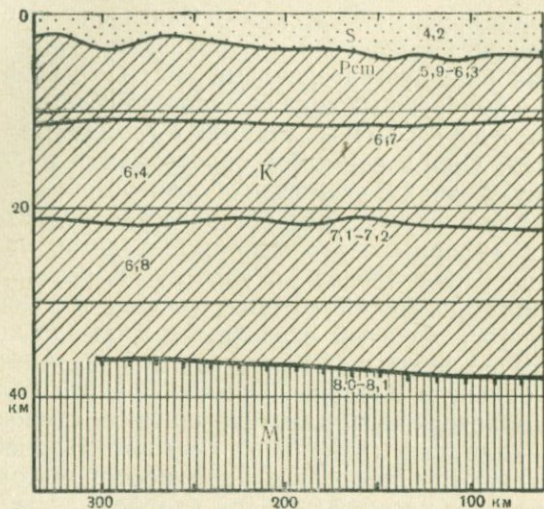


Рис. 5. Разрез земной коры в районе Волго-Уральской антеклизы. По Н. А. Беляевскому (1969). Условные обозначения см. рис. 1.

пейской платформы мощность «гранитного слоя» оценивается в 10—15 км и «базальтового» 20—25 км. Мощность осадочного слоя колеблется в широких пределах — от 0 до 16—20 км. На Сибирской платформе, по данным Э. Э. Фотиади и др. (1965), мощность «гранитного» слоя не превышает 15 км, а «базальтового» составляет 15—20 км.

Молодые платформы (Яншин, 1965; Наливкин, 1967) по размерам иногда не отличаются от древних (например, Западно-Сибирская), однако в целом имеют меньшие размеры и нередко большую вытянутость (например, Скифско-Каракумская, по А. Я. Дубинскому, 1968 г.). Строение их фундамента (байкалиды, каледониды, герциниды, мезозиды) сложное. В ряде случаев между фундаментом и чехлом вклиниваются слабо дислоцированные и слабометаморфизованные обычно грубообломочные толщи, которые одними исследователями рассматриваются как орогенные образования, завершающие становление древней доплатформенной складчатой области, а другими — как начальные образования чехла. Соответственно различное значение придается пестрым по со-

ставу эффузивам, залегающим под рыхлым чехлом. Мощность осадочного чехла достигает 16 км. В структурах чехла нередко (В. Д. Наливкин, 1967 г.; Р. Г. Гарецкий, 1968 г.) обнаруживается унаследованность от структур фундамента. Она проявляется в соответствии простираний, в совпадении линейных структур чехла с зонами линейной складчатости фундамента, близком совмещении изометричных структур чехла с массивами древней консолидации и пр. Новообразованные структуры чехла, резко несопадающие по простиранию со структурами фундамента, встречаются реже. Примеры унаследованных структур известны в Северном Приарале, в Парижском бассейне и др. Наложённые структуры чаще возникают в зоне стыка структур разных направлений.

Эффузивный магматизм развит неравномерно и часто незначительно. Он несомненно разнообразнее, чем на древних платформах. В чехле молодых платформ никогда не наблюдается четко выраженной мощной трапповой формации. Неизвестны в пределах молодых платформ и конфокальные (центрального типа) интрузии ультраосновных — щелочных пород, а также алмазоносные кимберлитовые трубки.

В отличие от древних платформ на молодых платформах магнитные и гравитационные аномалии отличаются наличием линейных и сложных мозаичных аномальных зон. Магнитные аномалии над плитами обычно не превышают 500 гамм (редко до 1000 гамм). Гравитационное поле в редукции Буге имеет отрицательный фон со слабыми аномалиями обоих знаков.

Земная кора молодых платформ отличается изменчивыми мощностями (30—35 км). Поверхность Моховичича имеет нередко сложный рельеф. Мощности «базальтового» и «гранитного» слоев непостоянны. Для Западно-Сибирской плиты мощность первого колеблется от 15 до 18 км, а второго от 12—13 до 20—25 км (на юге). На Туранской плите мощности слоев распределяются так: осадочный слой (в депрессиях) — 10—12 км, «гранитный» — от 10 до 18—22 км и «базальтовый» — от 10—15 до 20—35 км (рис. 6).

Шельфы (от англ. shelf — полка, мель) занимают площадь 27,5 млн. км<sup>2</sup> по окраине Мирового океана. 60 лет назад Э. Зюсс назвал шельфом прилегающее к континенту мелководье. В дальнейшем С. Н. Бубновым (1931) были выделены стабильные шельфы (Русская равнина) и лабильные шельфы (Парижский бассейн), а В. Крумбейном и Л. Слоссом (1951) — кратонические шельфы. В американской геологической литературе к платформам относились поднятия с маломощными осадками и широкими антиклинальными структурами, а к шельфам — промежуточные зоны прогибания, стоящие между платформами и бассейнами. В наши дни термин «континентальный шельф» приобрел структурное значение. Практически широкие круги геологов (особенно нефтяники и геофизики) называют шельфом разновидности плит, составляющие окраину континента в периферической зоне океана. Однако многие геологи и океанологи выступают против этого пред-

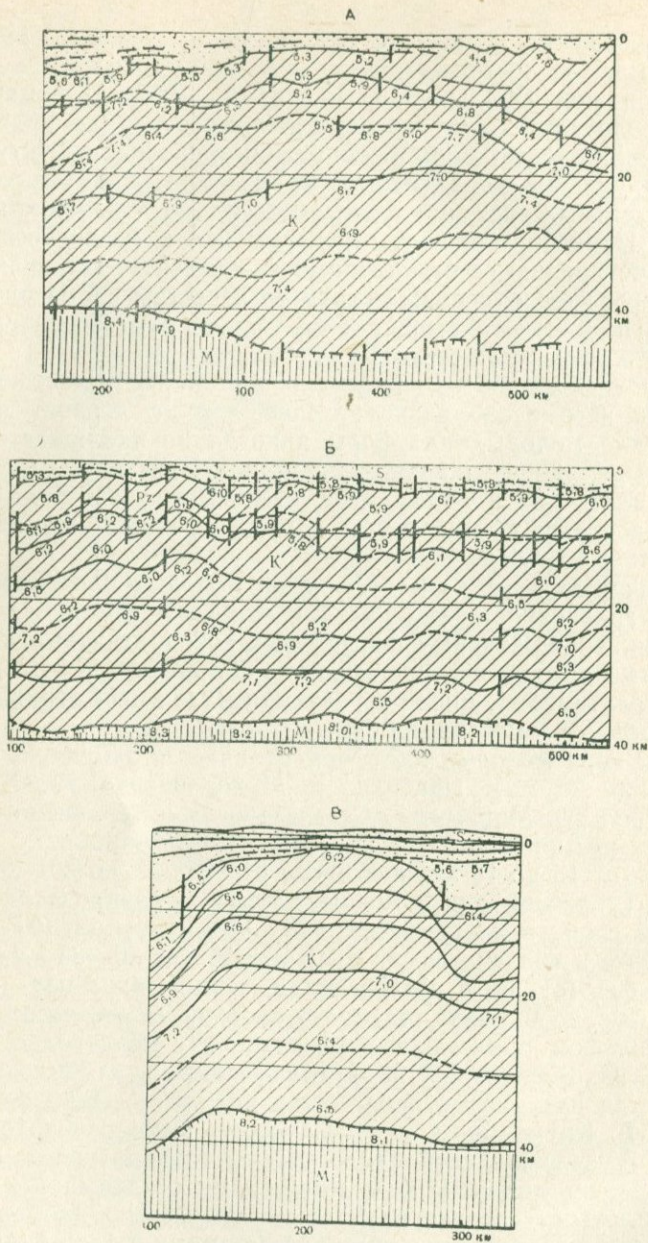


Рис. 6. Разрезы земной коры через молодые платформы (по Н. А. Беляевскому, 1969): А — восточную часть Скифской плиты, Б — западную часть Туранской плиты, В — Каракумский свод Туранской плиты. Условные обозначения см. рис. 1,

ставления\*. Внутри шельфов наблюдаются региональные или локальные поднятия, образующие денудационный рельеф островов и полуостровов и подводных возвышенностей. Депрессии шельфа представлены различными прогибами и впадинами. Со стороны континента шельфы нередко тесно связаны с прибрежными равнинами (например, многие участки Северного Ледовитого океана). Со стороны океана они ограничены континентальным склоном (см. стр. 86).

На основании широких геофизических исследований, проведенных за последние годы в Северном и Ирландском морях, на востоке Тихого океана, в Мексиканском заливе и других районах (Белоусов, 1968), представление о шельфах значительно уточнено. Так, например, комплексное геофизическое изучение Ирландского моря (Bott, 1968) показало, что низкие аномалии силы тяжести с редукцией Буге (рис. 7) объясняются наличием мощных осадочных толщ. Формирование бассейнов осадконакопления, по мнению М. Ботта, связано с утонением земной коры и некоторым ее горизонтальным растяжением, оттоком вещества верхней мантии, вызванным изостатическим поднятием древних горных цепей. По краям бассейнов могут развиваться сбросы. Ирландское море невозможно, конечно, отнести к переходной зоне между континентом и океаном, однако обращает на себя внимание, что по данным сейсмических исследований мощность коры под северо-восточной частью этого моря составляет 23—24 км, тогда как под Южной Шотландией она имеет 27—28 км. Сейчас известны направленные в сторону океана и погруженные на глубину 700—1000 м и более пологие возвышенности, называемые, по В. Н. Дибнеру и др. (1968), аваншельфами, краевыми плато (Белоусов, 1968) и кэпами (например, Флемиш-кэп). Термин «краевое плато» наиболее соответствует тектонической природе этих структур. Примерами ярко выраженного краевого плато являются Ново-Зеландское плато и плато Блейк. Это глыбовые структуры, по форме и размерам напоминающие краевые и внутренние массивы материков. В отличие от последних это не поднятые, а опущенные блоки. Шельфовые области состоят из более мелких структурных подразделений. Так, например, в шельфовой области Северного Ледовитого океана (И. П. Атласов, Б. Х. Егiazаров, В. Д. Дибнер и др., 1967 г.) различают Баренцево-Карскую и Гиперборейскую платформы.

Можно выделить следующие подразделения:

Шельфовая область:

(например, Северного Ледовитого океана, Северо-Западной Атлантики и др.)

- |   |                                 |
|---|---------------------------------|
| } | 1) шельф<br>(Баренцево-Карский) |
|   | 2) краевое плато<br>(Блейк)     |

\* Е. В. Милановский при редактировании книги С. Н. Бубнова «Основные проблемы геологии» (1931) термин «шельф» заменил термином «плита». Однако, по мнению автора, плиты лучше выделять только на материках, а в морях и океанах — шельфы.

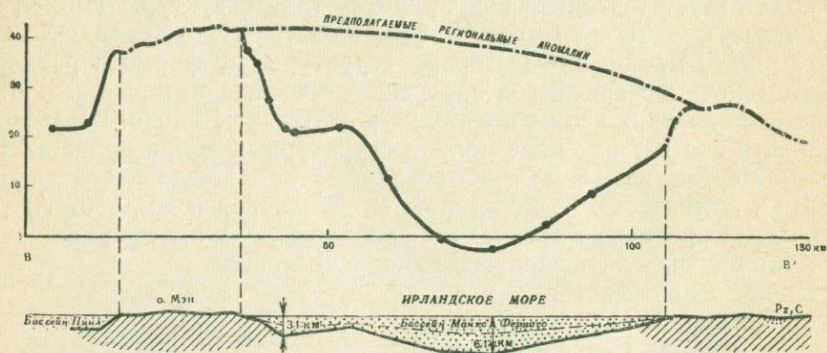
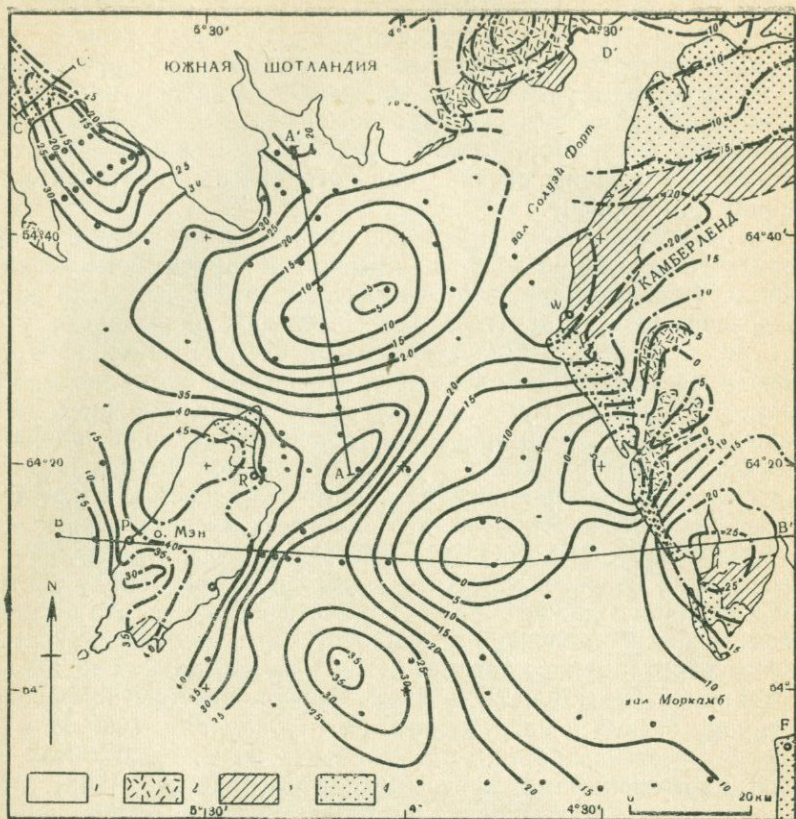


Рис. 7. Характер гравитационного поля (аномалии с редукцией Буге) шельфа Ирландского моря (А — план и Б — профиль по линии ВВ<sup>1</sup>). По М. Х. Ботту (1965)

1 — нижний палеозой; 2 — палеозойские (?) граниты; 3 — карбон; 4 — пермо-триас и ляссы. На профиле в бассейне Манкс Фернис допустимая разность плотностей  $0,2 \text{ г/см}^3$  (сплошная линия) и  $0,4 \text{ г/см}^3$  (пунктирная линия)

В пределах шельфов следует различать те же структуры, что и на плитах.

В краевых частях шельфа нередко по геофизическим данным обнаруживаются прогибы, переходящие в приконтинентальные опускания. Такие прогибы известны на побережье Австралии, Африки и на других континентах. В. Е. Хаин (1971) описывает атлантическую зону периокеанских прогибов (погружений), протягивающуюся вдоль Северной и Центральной Африки, от Рио-де-Оро до Анголы. Опускания (по разломам или флексурам) здесь начались в конце юры или в начале мела и продолжались с перерывами в позднем мезозое и кайнозое. Песчано-глинистые, карбонатные и эвапоритовые отложения в периокеанских прогибах достигают мощности 10—12 км. Иногда в этих прогибах присутствуют вулканы основного и щелочного состава (базальты, трахиты, фонолиты).

Массивами следует называть крупные (сотни тысяч квадратных километров) участки земной коры глыбового строения с резкими угловатыми ограничениями, находящиеся на границе или внутри геосинклинальных складчатых поясов и областей или выступающих в виде фрагментов фундамента платформ (Хаин, 1964; Славин, 1958 и др., Богданов и др., 1963; Яншин, 1965; Красный, 1966; Тильман и др., 1969; Б. М. Чиков, 1970 г.; А. Д. Щеглов, 1970 г.). Они сохраняют свою более древнюю структуру и являются чужеродными телами, не вовлеченными в геосинклинальное развитие области, в которой (или на краю которой) они располагаются. Массивы, что очень важно, обычно сопряжены с находящимися по соседству подвижными системами, окраинными прогибами и небольшими плитами (параплакосами, по Р. Г. Гарецкому, 1968 г.). Это подчеркивает как их самостоятельность, так и некоторое сходство с платформами.

Можно наметить четыре группы массивов:

1. *Срединные массивы*. В соответствии с определением А. Л. Яншина (1965, стр. 22) это название сохраняется для «...слабо измененных участков той структуры, на которой развились геосинклинальные прогибы рассматриваемой области». По мнению этого автора, они должны находиться внутри складчатой области одного возраста, т. е. должны быть «...оказаны складчатыми системами, возникшими приблизительно в одно и то же время».

2. *Пограничные массивы* (внешние, по С. М. Тильману, 1969 г.) располагаются в зоне сочленения разновозрастных геосинклинальных складчатых систем различного простириания. Они вследствие этого приурочены к зонам соответствующих глубинных разломов и имеют отчетливое блоковое строение.

3. *Краевые массивы* — это периферические участки платформ, втянутые в общее поднятие геосинклинальной складчатой области в заключительную стадию цикла (Хаин, 1964). Фундамент краевых массивов обычно слагается из толщ, более древних, чем разви-

тые в ядрах антиклинорий. Чехол этих массивов залегает моноклинально или пологоволнисто.

4. *Внутриплатформенные массивы* выделяются как на древних платформах, так и на молодых платформах. Они называются П. Лаффитом жесткими массивами, В. Е. Хаином (1964) — остаточными массивами и Е. В. Павловским (Р. Г. Гарецкий, 1968 г.) — парасписами (аспис — по-гречески — небольшой щит).

Большинство массивов характеризуются раздробленностью, мозаичным тектоническим планом, многофазным интрузивным и эффузивным магматизмом. В пределах материков это всегда силические блоки с гранитоидными интрузиями повышенной щелочности и с вулканитами пестрого состава (преимущественно андезиты, кварцевые порфиры). Нередко (например, в пределах Верхояно-Колымской и Чукотской складчатых областей) массивы четко выделяются в магнитном поле группой положительных и отрицательных аномалий изометричной формы. Мощность земной коры здесь достигает 35—40 км. Геосинклинальные складчатые системы часто проникают в массивы, образуя в их пределах пригеосинклинальные прогибы (побочные геосинклинали). Осадочный и осадочно-вулканогенный чехлы обычно деформированы сильнее, чем на молодых платформах, и составляющие его породы заметно более метаморфизованы. Для сопряженных с массивами прогибов и особенно для небольших плит характерны рыхлые осадки. В зависимости от возраста чехла, фациальной и климатической обстановок слагающие его отложения могут быть карбонатными, карбонатно-терригенными и терригенными. В наложенных впадинах накапливались часто угленосные лимнические или параллические осадки и молассы. В массивах Восточной Азии карбонатные осадки характерны для палеозоя (особенно нижнего) и терригенные — для мезозоя. Следует отметить, что в пределах массивов наблюдается несколько этапов образования чехла, часто сопряженных с развитием соседних геосинклиналей. В зависимости от тектонического режима и мобильности сопредельных структур формации, составляющие чехол, могут быть близкими к платформенным (например, эпиконтинентальные морские карбонатные и глинистые толщи в карбоне, перми и триасе, иногда с фосфоритами небольшой мощности — на Омолонском массиве), геосинклинальным (например, терригенные среднего девона на Буреинском массиве) или орогенным. Складчатые дислокации чехла неравномерны в вертикальном и латеральном направлениях. Наблюдаются крутые, иногда линейные приразломные и межразломные складки, брахискладки и пологие моноклинали. Отчетливо проявлена в массивах глыбовая тектоника. Внутри массивов выделяются блоки разного размера, внутренние и окраинные поднятия и горсты, системы грабенов и погруженные ступени и различные межблоковые зоны разломов и дробления. Пожалуй, подавляющее большинство массивов составляют фрагменты байкалид (Муратов, 1969).

Массивы могут быть: 1) обрамлены ветвями складчатых си-

стем близкого возраста, 2) прослеживаться на границах складчатых систем разного возраста, 3) образовывать выступы на периферии платформы или 4) находиться внутри платформ в виде поднятых глыб.

Современным представлениям о массивах предшествовали понятия о «ядрах роста», «междугорьях» (цвишенгебирге), «интернидах», «межгорных массивах», «геоантиклинальных зонах (областях) первого рода» и пр. (табл. 3).

Для некоторых массивов, находящихся внутри подвижных поясов и геосинклинальных областей, а также внутри или по окраинам молодых платформ, характерна устойчивая тенденция к поднятию. Так, например, Родопский массив Альпийской области с протерозоя и доныне сохранил свое высокое положение. В течение длительного времени он служил барьером между Динарской и Карпато-Балканской геосинклинальными системами (Петкович, 1964).

Примером внутриплатформенных массивов может служить Центральный массив Южной Франции. Это «...зона поднятия древних пород, разделяющая различные осадочные бассейны — Аквитанию, Лангедок, Ронскую и Бресскую впадины и бассейны, прилегающие к третичным хребтам» (Гогель, 1969, стр. 9).

Уместно остановиться и на вопросе о положении массивов среди других структурных элементов. Условность термина «срединный» сохраняется даже для массивов, имеющих более или менее четкое окаймление складчатыми системами близкого возраста. При детальном исследовании они оказываются пограничными, краевыми структурами. Рассмотрим положение наиболее известных автору Буреинского, Колымского и Омолонского массивов Дальнего Востока и Северо-Востока СССР. Первый из них находится в области сочленения Монголо-Охотской и Сихотэ-Алиньской систем, хотя и близких по возрасту завершения складчатых процессов, но имеющих разный структурный план и различную историю геологического развития. Причем более молодая Сихотэ-Алиньская система срезает более древние Монголо-Охотские структуры вдоль восточной границы Буреинского массива. Вторые два массива (их иногда объединяют под общим названием Колымо-Омолонский массив) разделяют Верхояно-Колымскую и Чукотскую складчатые области. В последние годы все отчетливее выявляется разница в глубинном строении и типах мезозойских структур, развитых к северо-востоку (Чукотская складчатая область) и к юго-западу и югу (Верхояно-Колымская складчатая область) от Колымского и Омолонского массивов. В 1969 г. С. М. Тильман предложил срединные массивы Северо-Востока СССР разделить на две группы: 1) внутренние, расположенные внутри геосинклинально-складчатых областей одного возраста (Колымский массив), и 2) внешние, располагающиеся в местах сочленения разновозрастных систем и зон, одновременно отличающиеся и типом геологического развития (Охотский, Омолонский и Чукотский мас-

Связь с геосинклинальными или складчатыми структурами	Степень устойчивости или подвижности
<p>Э. Зюсс (1895 г.)                      Центральные массивы                      Л. Кобер (1912 г.)                      Междугорья (Zwischengebirge)                      А. Д. Архангельский, Н. С. Шатский (1933 г.)                      Срединные массивы                      А. Ирдли (1951 г.)                      Тыловая область                      Фронтальная область                      В. А. Николаев (1944 г.)                      Геоантиклинальные зоны (области) первого типа                      В. В. Белоусов (1954 г.)                      Устойчивые интрагеоантиклиналы                      Ю. А. Косыгин (1958 г.)                      Остаточные срединные массивы                      Срединные массивы ранней консолидации                      Д. С. Кизельватер, М. В. Муратов (1959 г.)                      Срединные массивы                      Зачаточные платформенные массивы                      Ю. М. Пушаровский (1960 г.)                      Остаточные массивы                      С. М. Тильман и др. (1969 г.)                      Внутренние                      Внешние</p>	<p>В. П. Ренгартен (1930 г.)                      Жесткая плита                      А. Борн (1932 г.)                      Относительно стабильные срединные массы                      В. Е. Хаин, А. Е. Ронов (1954 г.)                      Малоподвижные срединные массивы (позднедокембрийские)                      Высокоподвижные срединные массивы (ранне-среднепалеозойские)                      П. Лаффи (1969 г.)                      Жесткий массив</p>

сивы). Называть срединный массив внутренним не совсем удобно вследствие известной тавтологии (срединный — внутренний). Поэтому следует сохранить в силе предложение А. Л. Яншина (1965), и срединными массивами называть только массивы, окаймленные разновозрастными складчатыми системами. Необходимо отметить, что такой тип массивов довольно редок. К нему относятся Родопский массив, Охотский массив (рис. 8) и немногие другие. Те же массивы, которые С. М. Тильман (1969) отнес к разряду «внешних», лучше именовать пограничными, так как они располагаются вдоль границы разновозрастных складчатых областей. Такие массивы встречаются чаще.

Имеется несколько предложений по применению термина «остаточный срединный массив» или «остаточный массив». Так, Ю. А. Косыгин (1958 г.) к остаточным срединным массивам относит фрагменты ранее существовавшей платформы, окруженные новообразованными геосинклиналями. Ю. М. Пушаровский (1960 г.) описал «остаточные массивы» — древние жесткие структурные образования, ассимилированные и раздробленные в эпоху развития

## близких к ним структур

Характер движений и заключительный этап развития геосинклинальных систем	Время консолидации фундамента	Строение земной коры	Связь с платформенными и складчатыми структурами
<b>В. И. Славин</b> (1968 г.) Срединные массивы поднимающиеся Срединные массивы погружающиеся	<b>В. И. Славин</b> (1958 г.) Докембрийские Каледонские <b>М. И. Ицксон,</b> <b>Л. И. Красный</b> и др. (1960 г.) Архейские Позднебайкальские <b>С. М. Тильман</b> и др. (1969 г.) Дорифейские Палеозойские	<b>П. Н. Кропоткин</b> (1960 г.) С материковым строением С субокеаническим строением <b>В. Е. Хаин</b> (1964 г.) Субокеанические Субконтинентальные	<b>В. Е. Хаин,</b> <b>Ю. М. Шейнманн</b> (1960 г.) Срединные массивы I рода (обломки древних платформ) Срединные массивы II рода (участки древних складчатых сооружений того же цикла) Срединные массивы III рода (массивы ранней консолидации того же цикла) <b>В. Е. Хаин</b> (1964 г.) Остаточные массивы Краевые массивы

геосинклиналей. Это Омолонский, Охотский и Тайгоносский массивы, вовлеченные, по мнению этого автора, Верхояно-Чукотской геосинклинальной зоной в свое развитие. И, наконец, В. Е. Хаин (1964) предлагает остаточными\* массивами называть отдельные выступы складчатого фундамента, расчлененного в пределах молодых платформ наложенными впадинами (синеклизами). К остаточным массивам он относит Армориканский, Центрально-Французский и другие, известные в Западно-Европейской эпигерцинской платформе.

Более обоснованно выделение специфических краевых поднятий (краевых массивов, по В. Е. Хаину, 1964 г.), имеющих иногда важное минерагеническое значение. Примерами краевых массивов служат Башкирский массив Урала с его байкальским фундаментом, массив Колорадо в Скалистых горах Северной Америки, воз-

\* В широком смысле все массивы являются остаточными от более крупных жестких структур, и термин «остаточный массив» нам представляется ненужным. — Прим. автора.



можно, Кыллахский массив к западу от Сетте-Дабана (Восточная Якутия) и др. Краевой массив Колорадо имеет в плане форму, близкую к квадрату размером  $800 \times 800$  км. Это хорошо известная область грандиозных плато, уступов и каньонов. В раннем палеозое плато Колорадо (Р. King, 1959 г.) составляло часть Северо-Американской платформы, позднее в домезозойское время оно отделилось от нее. В мезозое массив был покрыт триасовыми и юрскими континентальными толщами. Поперечные разломы в конце мелового времени сопровождался внедрением интрузивов (дайки, штоки и малые интрузии диоритов, кварцевых порфиров и гранит-порфиров). Складчатые дислокации весьма пологие. Характерны флексурные изгибы.

Кратко остановимся на массивах, характеризующихся мощным проявлением гранитоидного магматизма. Интрузивы, часто крупного размера, занимают в них 60—70% площади массивов. К этой группе массивов относятся еще точно не оконтуренный Монголо-Тувинский массив, а также Аргуньский, Буреинский и Ханкайский массивы.

В Монголо-Тувинском массиве протерозойское складчатое основание перекрыто многоярусным чехлом. Нижнекембрийский ярус состоит из толщи эффузивов кислого и отчасти среднего состава, карбонатной (доломитовой) толщи (1500—4000 м) и небольшой мощности красноцветных пород. Кембрийские толщи сложены в брахискладки и складки сундучного типа. Только вблизи разломов наблюдаются узкие линейные пликативные дислокации. Девонский ярус чехла (нижний девон и эйфель) образует мульда, заполненная эффузивами среднего и кислого состава (до 1400 м). Более молодые средне-верхнекаменноугольные и нижнепермские отложения сложены почти не дислоцированными угленосными толщами и континентальными эффузивами (2000—3000 м). И, наконец, горизонтально залегают самые верхние мезозойский (средняя юра и мел) и кайнозойский ярусы чехла. Принято считать, что в Аргуньском, Буреинском и Ханкайском массивах отложения раннего кембрия входят в состав фундамента. Внедрение многочисленных разновозрастных тел гранитов сближает их между собой.

Для упоминавшихся выше массивов, так же как и для большинства других рассматриваемых здесь структур, характерно сопряжение поднятых и опущенных глыб.

Таким образом, массивы должны скорее стоять в ряду устойчивых, в смысле длительного сохранения глыбовой структуры, элементов, чем в ряду геосинклинальных структур, сменяющих в определенные эпохи знак тектонических движений. Однако массивы существенно отличаются от платформ магматизмом. Эпизодическое наращивание чехла и разломообразование ведут к интенсивному пронизыванию массивов магматическими телами, нередко гранитоидного состава. Наличие чехла сближает массивы с платформами, но чехол этот, образованный в несколько этапов, имеет

свои все упрощающиеся по вертикали складчатые формы. Последний этап образования чехла характеризуется рыхлыми толщами, залегающими горизонтально на сопряженных с массивом опущенных его блоках; это сближает массив с плитами молодых платформ.

Массивы всех четырех типов многими геологами (М. И. Ицксон, А. Д. Щеглов, 1968, 1971 гг.) рассматриваются как весьма перспективные структуры для упомянутых выше эндогенных и экзогенных полезных ископаемых. Неоднократное возрождение подвижности характерно для большинства массивов. Так, в развитии массивов Западной Европы (Армориканский, Центрально-Французский, Верхне-Рейнский и др.) выделяются две эпохи: 1) конец палеозоя — начало мезозоя, когда в некоторых массивах образуются наложенные вулканогенные прогибы и происходит внедрение интрузий гранитов и гранит-порфиоров, с которыми ассоциируют редкометальные, оловянные и оловянно-вольфрамовые месторождения; 2) мел и кайнозой, когда возникают пологие депрессии и (или) зоны молодых разломов, прослеживающиеся как по окраинам массивов, так и в их центральных частях. Месторождения второй эпохи существенно эпитермальные — полиметаллические, сурьмяные, баритовые, флюоритовые и др. А. Д. Щеглов (1968) приурочивает эти эндогенные месторождения к группе рудных образований, связанных с процессами автономной активизации.

Еще недавно считалось, что массивы могут быть регенерированы только в одну эпоху. К ним, например, относился Ханкайский массив, в пределах которого были обнаружены только раннепалеозойские рудоносные интрузии. Сейчас на Ханкайском массиве выявлены рудопроявления, связанные и с пермскими гранитоидами.

Существенны угленосность и перспективы нефтегазосности впадин и депрессий, заходящих в пределы массивов (например, Буреинская и Момо-Зырянская впадины) и окаймляющих их. В чехле массивов обнаружены железо, фосфориты, соли и другие экзогенные полезные ископаемые.

### **ПОДВИЖНЫЕ ПОЯСА, ОБЛАСТИ И СИСТЕМЫ НЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО РЯДА**

К самостоятельной группе негеосинклинальных, но достаточно динамичных, структур относятся геоморфологически ясно выраженные горные страны (преобладающий тип) и линейновытянутые гряды, нередко скрывающиеся под осадочным чехлом эпипалеозойских и более молодых плит. Они развиваются главным образом в континентальной обстановке. Особое место в рассматриваемой группе принадлежит седиментогенным структурам, развивающимся в пограничной зоне между платформами и геосинклиналиями (краевые и перикратонные прогибы), а также в области «входящих углов» платформы (авлакогены). Эти структуры образуются в прибрежно-морской и лагунной обстановках (табл. 4).

Тип структур	Преобладающая фаціальная обстановка
Геосинклинальный	Морская (в собственно геосинклинальную стадию)
Подвижные области и системы негеосинклинального ряда: 1) горные глыбовые, сводово-глыбовые структуры, 2) пограничные структуры и структуры «входящих углов»	Континентальная  Прибрежно-морская и лагунная
Платформенный	Эпиконтинентальных морей

Большое значение при формировании рассматриваемой группы структур имеют образование разломов, сопровождающееся эффузивным и интрузивным магматизмом, и сводовые изгибы большого радиуса кривизны. Складкообразование в различных формах охватывает почти все пояса, области и системы негеосинклинального типа, однако оно никогда не достигает интенсивности, характерной для геосинклинальных подвижных структур (табл. 5).

М. М. Тетяев (1934) выделил особую форму колебательных движений (макроколебания), создающих «общее восхождение масс» с раскалыванием земной коры. Он подчеркнул, что эта форма колебательных движений, связанная со сбросами, имеет свое особое специфическое содержание. Г. Ф. Мирчинк (1940), исходя из направленного развития земной коры, указывал, что существуют глыбовые структуры, играющие основную роль в преобразовании земного лика. Представление об аркогенезе, как об явлении, преобразующем равнинный рельеф древних платформ (вместо которого возникают мощные линейные горные сооружения, разделенные глубокими впадинами), и тафрогенезе, приводящем к образованию впадин байкальского типа, — принадлежит Е. В. Павловскому (1953). Чень Го-да в ряде работ (1969 и др.) подробно обосновал существование структур «дива» — «впадин Земли», равным по значению геосинклиналям и платформам. Он считает, что области «дива» известны в позднем палеозое (Донбасс, горы Уичита), мезозое (Восточный Китай, Корея, Монголия и другие районы) и кайнозое (Тянь-Шань, Памир).

Еще В. А. Обручев, а затем Ю. М. Шейнманн, В. В. Беловусов, В. М. Синицин, А. М. Смирнов, М. С. Нагибина, Е. А. Радкевич, М. И. Ициксон, В. И. Казанский, В. Л. Масайтис и др. акцентировали внимание на тектонических и металлогенических новообразованиях в пределах древней Сино-Корейской платформы. Т. Кобаяси назвал эту структуру Корейско-Китайским гетерогеном.

Региональные тектонические структуры	Соотношение со структурами предшествующего цикла	Место развития новообразованных структур
<p>Г. Ф. Мирчинк (1940 г.) Глыбовые зоны (глыбовые структуры) Чен Го-да (1956 г.) Области «дива» (структуры «дива») И. В. Корешков (1960 г.) Области сводового поднятия А. Д. Щеглов (1966 г.) Области автономной активизации А. К. Башарин (1967 г.) Складчато-блоковые поднятия Е. Д. Карпова (1968 г.) Сводово-глыбовые области А. Л. Ставцев (1968 г.) Эпиplatformенные складчатые системы Ю. М. Пуцаровский (1969 г.) Резонансно-тектонические структуры: 1) глыбовые 2) глыбово-складчатые</p>	<p>Ю. В. Комаров, П. М. Хренов (1962 г.) Эпигонали В. И. Смирнов (1962 г.) Геосинклинальные рамы В. В. Белоусов (1956 г.) Активизированные платформы Е. А. Радкевич (1963 г.) Омоложенные платформы</p>	<p>Э. Зюсс (1909 г.) Передовые прогибы Н. С. Шатский (1945 г.) Краевые прогибы Е. В. Павловский (1959 г.) Перикратонные опускания (перикратонные прогибы) Ю. А. Косыгин, И. В. Луцицкий (1962 г.) Террасинклинальные системы Эвгимнические структуры (терраантиклинали, континентальные щиты)</p>

По мнению названного исследователя (Кобаяси, 1959, стр. 17), она «...является не простым кратоном, геосинклиналью или квазинкратоном, а гетерогенным агрегатом с изменчивыми пластичностью и жесткостью». На примере Корейского полуострова Т. Кобаяси описал «аноронизацию» — процесс возникновения асимметричных поднятий, сопровождавшийся образованием разломов, с которыми тесно связаны внедрение крупных гранитных интрузий и вулканическая деятельность.

Процессы послеplatformенной активизации подробно осветил В. В. Белоусов (1966 г. и ранее). Он наметил три типа областей активизации: 1) тьяншаньский, 2) высоких плато (например, Тибет) и 3) восточноафриканский.

Изучение восточных районов СССР показало (Л. И. Красный,

## негеосинклиального ряда

Связь с горным рельефом	Связь с магматизмом	Связь с обрамляющими разломами	Тектонические движения и процессы, создающие структуры
<p><b>С. С. Шульц</b> (1958 г.) Области горообразования</p> <p><b>В. Е. Хаин</b> (1964 г.) Области эпиплатформенного орогенеза</p> <p><b>К. В. Боголепов</b> (1968 г.) Орогенные области:</p> <p>а) области протогенеза б) области действующего орогенеза</p>	<p><b>Н. С. Шатский</b> и др. (1957 г.) Вулканогенные пояса</p> <p><b>Е. К. Устиев</b> (1959 г.) Тектоно - магматические пояса</p> <p><b>М. И. Ициксон,</b> <b>Л. И. Красный</b> (1959 г.) Вулканические пояса</p> <p><b>Л. И. Красный</b> (1964 г.) Плутоногены Вулканогены</p>	<p><b>Дж. Грегори</b> (1894 г.) Рифты (рифтовые долины)</p> <p><b>Н. С. Шатский</b> (1960 г.) Авлакогены</p> <p><b>В. Д. Наливкин</b> (1965 г.) Рахигены</p> <p><b>Е. Е. Милановский</b> (1969 г.) Рифтовые системы</p>	<p><b>М. М. Тетяев</b> (1934 г.) Макроколебания</p> <p><b>Е. В. Павловский</b> (1948 г.) Аркогенез Тафрогенез</p> <p><b>В. В. Белоусов</b> (1956 г.) Активизация</p> <p><b>Т. Кобаяси</b> (1956 г.) Аноронизация</p> <p><b>Л. Кинг</b> (1967 г.) Киматогенез</p> <p><b>С. С. Шульц</b> (1948 г.) Горообразование</p> <p><b>М. С. Нагибина</b> (1963 г.) Ревивация</p> <p><b>В. Е. Хаин</b> (1964 г.), <b>А. Л. Яншин</b> (1966 г.) Эпиплатформенный орогенез</p> <p><b>М. И. Ициксон,</b> <b>Н. И. Тихомиров,</b> <b>Е. Т. Шаталов</b> (1967 г.) Тектоно - магматическая активизация</p> <p>1. Самостоятельная: а) планетарно-линейная б) ареальная</p> <p>2. Сопряженная</p>

Г. П. Воларович, П. Н. Кропоткин, 1963 г.), что во внешней части Тихоокеанского подвижного пояса процесс мезозойской активизации выражен: а) в развитии гранитоидных интрузий, внедрившихся вдоль крупных разломов в сводовой части Становика, имеющих большое значение для эндогенной минерагении; б) в возникновении узких приподнятых приразломных блоков на окраине Сибирской платформы, вызвавших мощные складчатые движения (Сетте-Дабан, Хараулах); в) в заложении вулканических поясов, проникающих далеко в глубь материка и развивающихся по границам между разнородными структурами (пояса Умлекано-Огоджинский, Хингано-Баджальский, Забайкальский); г) в формировании узких протяженных прогибов, расположенных также вдоль разломов. По бортам прогибов намечаются цепочки молодых рудоносных интрузий или

флюоритовых месторождений, приуроченных к бортовым частям узких впадин, выполненных вулканогенно-осадочными отложениями. Итак, начиная с 60-х годов многие геологи акцентировали внимание на процессах «активизации» (или омоложения) древних платформ и областей завершённой складчатости.

В. А. Обручев, создавший представление о «возрожденных горах», и С. С. Шульц (1968), являющийся, пожалуй, наиболее ярким представителем группы геологов, которая придает самостоятельное значение областям горообразования (как структурам, порожденным специфическими тектоническими процессами), следуют за Э. Арганом (1922). Последний писал: «Цепи гор не всегда можно подвести под один тип структуры. Не всегда цепи рождаются из геосинклинали...» (стр. 8). По мнению С. С. Шульца (1964, стр. 39), «области горообразования выделяются как области интенсивных дифференцированных тектонических движений с общей тенденцией к поднятию». Им же выделены четыре типа областей горообразования (табл. 6).

Таблица 6

Характеристика режима тектонического развития областей горообразования  
(по С. С. Шульцу, 1964 г., с сокращениями)

Области горообразования	Амплитуда новейших движений	Вторичный тектогенез	Характер гор и абс. высота	Сейсмичность	Толщина земной коры	Примеры
Весьма интенсивного	До 10—12 км и более	Гравитационные складки и надвиги	Высочайшие и высокие До 5—7 км и более	Частые землетрясения До 10 баллов	55—75 км	Кавказ, Тянь-Шань
Интенсивного	До 3—5 км	Отдельные проявления гравитационной складчатости	Высокие и средние До 3—5 км	Редкие землетрясения До 9 баллов	50—55 км	Алтай
Умеренной интенсивности	До 2—3 км	Поверхностные гравитационные процессы	Средние и низкие До 2—3 км	Редкие землетрясения До 7 баллов	40—50 км	Верхоянский хребет

В результате анализа тектоники обширных пространств Азии и других континентов В. Е. Хаин (1964) и А. Л. Яншин (1965) ввели понятие об эпиплатформенных орогенических структурах — глыбовых и сводово-глыбовых горных сооружениях, сформированных в районах с платформенной предысторией. К такому же выводу в результате изучения Гималаев пришел швейцарский геолог А. Гансер (1967). По его мнению, «выдающимся является открытие, что только небольшая часть Гималаев образовалась на гео-

синклинали, а в основном горное сооружение возникло из активизированной области Индийского щита. Об этом свидетельствует маломощный реликтовый осадочный чехол. Только в северной части Гималаев распознаются орогенические черты, характерные для альпийского горного сооружения, например, офиолитовые пояса и осадки флишевого типа» (стр. 67—68).

Исследования проблемы сводовых поднятий принадлежат также И. В. Корешкову (1960 г.) и Л. Кингу (L. King, 1967 г.). И. В. Корешков в развитии сводовых поднятий различает четыре стадии: 1) интенсивные поднятия, 2) взламывание свода и разделе-

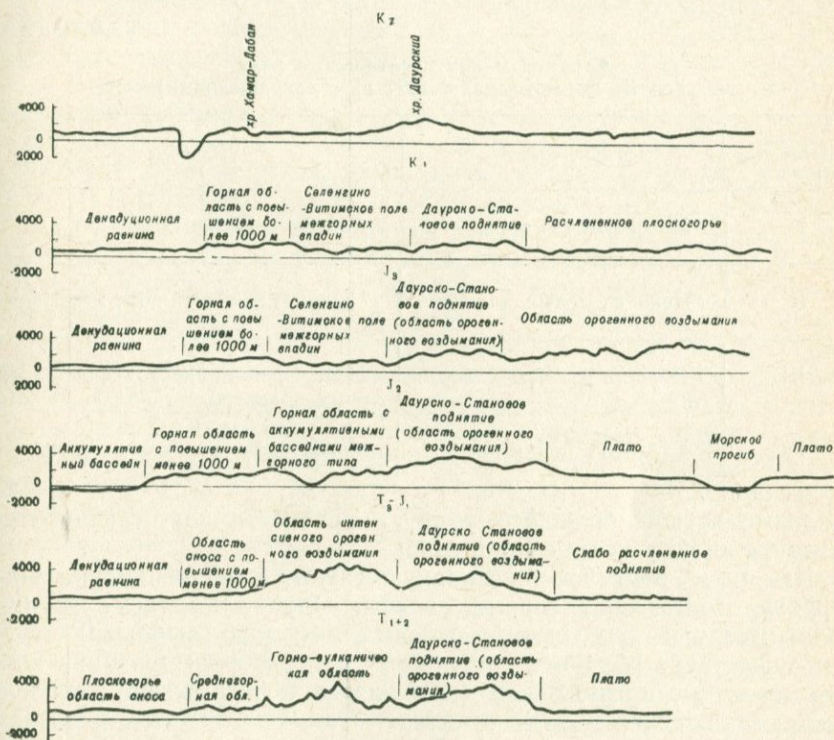


Рис. 9. Схема развития горной сводово-глыбовой области Юго-Западного Забайкалья и Прибайкалья в мезозое и кайнозое. По П. В. Хренову, Ю. В. Комарову и др. (1973)

ние его на ряд блоков с формированием горстов и грабенных, 3) некоторое выравнивание рельефа и накопление угленосных толщ; 4) вулканизм и оседание свода. Л. Кинг крупными вздутиями земной коры, или киматогенами, называет своды диаметром в первые сотни километров и высотой 300—1500 м. Он считает, что киматогения является характерной формой тектонической деятельности в позднем палеозое. Общее представление об эволюции горных сводово-глыбовых областей можно получить из рис. 9.

Значение обширной группы континентальных структур негосинклинального ряда подчеркнули в своих работах Н. А. Флоренсов (1960 и др.), Ю. А. Косыгин и И. В. Лучицкий (1962 и др.), К. В. Боголепов (1967, стр. 24). Последний считает, что «К континентальному ряду принадлежит комплекс структур, в пределах которых осадочный чехол не формировался или накопление его происходило в локальных впадинах и зонах прогибов, разделенных значительно более широкими пространствами поднятий, где процессы денудации превалировали над осадконакоплением» (см. табл. 7) и дальше: «Преобладающей формой дислокации являются

Таблица 7

**Структуры континентального ряда**  
(по К. В. Боголепову, 1967 г., с сокращениями)

Порядок геологических структур	Наименование	Примеры
I	Материковый свод	Современные континенты
II	Пояс сводовых поднятий	Южно-Сибирский пояс мезозойских сводовых поднятий
III	Область сводовых поднятий	Центрально-Сибирская область сводовых поднятий в юре
IV	Сводовое поднятие	Анабарское сводовое поднятие

сводовые изгибы большого радиуса кривизны, достигающего десятков, а иногда и сотен километров».

Как уже отмечалось, основную группу негосинклинальных структур составляют горные страны. Однако наряду с группой положительных (сводовых, глыбовых, сводово-глыбовых) структур существует и группа подвижных систем, формирование которых связано с погружением (или иногда с погружением с последующей инверсией и складчатостью). Так, Н. С. Шатский доказал существование авлакогенов, а Е. В. Павловский — перикратонных опусканий. Давно уже были известны и структуры континентальных рифтов. Полезно вспомнить, как постепенно Н. С. Шатский раскрывал сущность понятия и затем подыскивал для него термин. Названный исследователь в своих статьях (1946, 1955 и др.) и особенно четко в выступлении 17 июня 1958 г. (Шатский, т. IV, 1965, стр. 68—75) отмечал: «Когда мы изучаем структуры, которые я назвал бы «донбассами» (сейчас они известны во многих местах), то видим, что эти структуры очень узкие и протяженные, их длина измеряется сотнями километров, а иногда достигает и полутора тысяч километров, как, например, Донбасс, или около тысячи километров, как, например, надводная часть прогиба Бенуа на про-

должении Гвинейского залива. Изучение этих структур позволяет подметить одну изумительную закономерность. Во всех этих случаях мы имеем прогиб, заключенный внутри типичной платформенной области» (стр. 74). Спустя два года, 21 мая 1960 г., он дал уже развернутое представление о прогибах донецкого типа (Шатский, т. II, 1964, стр. 544—553). «Что такое авлакоген? «Авлак» (avla) по-гречески — «борозда», «авлакоген» (avlakogenos) — «бороздой рожденный». К первому классу относятся желоба и другие сравнительно простые структуры. Второй класс — это сложные структуры с самыми разнообразными элементами; в них наряду с прогибами имеются и такие противоположные структуры, как поднятия, складчатые системы» (там же, стр. 551). Итак, перикратонные опускания (перикратонные прогибы и нередко сопряженные с ними поднятия), авлакогены и развившиеся на их месте складчатые системы, а также рифтовые системы и отдельные рифты составляют важную группу негеосинклинальных подвижных структур. Кроме «бороздой рожденных» структур существуют аналогичные структуры, рожденные поднятиями (В. Д. Наливкин, 1965 г.) — «рахигены» (Каратау в Средней Азии, Тиман в неогене — четвертом периоде, возможно, Мангышлак). Следует подчеркнуть, что некоторые (но далеко не все) особенности горных областей, например таких, как Тянь-Шань, сближают их с авлакогенами и рахигенами. Так, очень сходны вулканизм (всюду основной, проявленный весьма локально) и комплекс полезных ископаемых (нефтегазосность и угленосность; в Тянь-Шане в межгорных впадинах эндогенная металлогения, например ртуть). Эти особенности структуры Тянь-Шаня связаны с историей его геологического развития. Как известно, Тянь-Шань в послегерцинское время пережил длительную эпоху платформенного развития, нарушенную сводово-глыбовыми движениями лишь в неогене.

Несмотря на известную (но далеко не полную) близость морфологии горных областей («областей горообразования», по С. С. Шульцу), обычно объединяемых терминем областей: «автономной активизации», «глыбовых» или «сводово-глыбовых», среди них резко обособляются области и пояса с гранитоидным магматизмом, что определяет их металлогеническую специфику. К последним относятся горные области западно-забайкальского типа, с широко развитыми межгорными впадинами, и станового типа, где подобных впадин почти нет.

Л. И. Красный (1964 г.), а затем А. Л. Ставцев (1968 г.) акцентировали внимание на особом типе подвижных областях, где в течение весьма длительного времени происходило внедрение магматических тел разного состава и эпизодически возникали центры интрузивной деятельности и вулканизма. Такого рода области, где осадконакопление почти отсутствовало, были названы «плутоногенами».

Два десятка лет назад Н. С. Шатский (1957 г.) и в 1959 г. Е. К. Устиев, М. И. Ицксон и Л. И. Красный доказали сущест-

зование тектонически обособленных вулканогенных поясов, в пределах которых, кроме преобладающих вулканитов, развиты и интрузии гранитоидов. Ими был разобран пример окраинноматерикового Восточно-Азиатского вулканогенного пояса. В дальнейшем подобного типа вулканогенные пояса были установлены внутри Азиатского материка. Были описаны Западно-Забайкальская вулканическая зона (Ю. В. Комаров и П. В. Хренов, 1962 г.) и Центрально-Казахстанский девонский вулканический пояс (А. А. Богданов, 1965 г.). Однако, как справедливо указал Н. С. Шатский, окраинные вулканогенные пояса оказались наиболее специфичными для Тихоокеанского подвижного пояса. На западе Северной, Центральной и Южной Америки отчетливо прослеживаются крупные звенья Западно-Американского вулканогенного пояса. В истории тектонического развития наиболее четко выраженных звеньев вулканогенных поясов (вулканогенов) различаются эпохи: 1) накопления вулканитов, 2) внедрения интрузий, 3) складчатости, 4) образования межгорных, часто угленосных впадин и 5) излияния платобазальтов. Это очень важные и интересные структуры, обладающие своими особенностями эндогенной металлогении.

За последние годы признание получили и складчатые системы, развитые в окраинных частях платформ. Эта внегеосинклиальная складчатость подробно описана на примерах Южно-Китайской платформы («Тектоника Евразии», 1966), юго-восточной части Сибирской платформы (Ставцев, 1968) и других районов. М. В. Муратов и В. Е. Хаин (1968) относят к этому виду структур складчатые пликативные структуры Юрских гор, Прованса, Высокого и Сахарского Атласа. К ним относятся также внешний Загрос, система Вичита в США и др. Эти складчатые системы, развитые на окраине платформ, А. Л. Ставцев предлагает называть «эпиplatformенными складчатыми системами». Сводка данных о номенклатуре негеосинклиальных подвижных поясов, областей и систем представлена в приложении 3. Самостоятельность геологического развития обширных подвижных поясов, областей и систем негеосинклиального ряда признается большой группой исследователей, занимающейся изучением закономерностей размещения полезных ископаемых. Так, например, авлакогены считают важными структурными элементами при поисках нефти и угля, а области активизации разного типа (глыбовые, сводовые, сводово-глыбовые и пр.) — объектом прогнозирования рудных районов (А. Д. Щеглов, В. И. Смирнов, Е. А. Радкевич, Д. И. Горжевский, В. Н. Козеренко, Н. А. Фогельман, В. И. Казанский, М. И. Ициксон, Н. И. Тихомиров, Е. Т. Шталов, Е. Д. Карпова, Ф. Р. Апельцин и др.). Следует подчеркнуть прогрессивность этого направления, особенно применительно к вопросам эндогенной металлогении. Обширные, ранее казавшиеся малоперспективными, районы Бурятской АССР и севера Читинской и Амурской областей стали успешно вовлекаться в горнопромышленное освоение (Щеглов, 1968). Примером раз-

мещения зон эндогенной минерализации в такого рода областях может служить Западное Забайкалье.

Как видно из проделанного обзора, имеется ряд удачных попыток выявления новых материковых структур. М. В. Муратов и В. Е. Хаин (1968) об этом пишут следующее: «...взаимосвязь геосинклинального прогибания, орогенеза и складчатости не является столь обязательной и тесной, как представлялось раньше, и каждый из этих элементов может встречаться в природе более или менее самостоятельно. Существуют области интенсивного погружения, не затронутые складчатостью и горообразованием; существуют орогенные пояса нескладчатого строения, возникающие вне геосинклиналей; существуют внегеосинклинальные складчатые зоны» (стр. 52). Однако сразу же за этой очень четко и справедливо выраженной мыслью авторы частично возвращаются на исходные позиции геосинклинальной теории, защищая идею о том, что все активные преобразования «...исходят из геосинклинальных подвижных поясов — центров активности тектоносферы» (там же).

Остановимся на описании главных структур негеосинклинального ряда:

1. **Группа пограничных структур** в ряду негеосинклинальных систем была впервые выделена Н. С. Шатским (1957). Им указывалось, что «...для истории развития земной коры огромное значение имеет выяснение взаимодействий во времени и в пространстве платформ и окружающих их геосинклинальных областей» (стр. 21). Далее упоминается о краевых швах, краевых прогибах и о важной разнovidности последних — поперечных прогибах — впадинах Донецкого и Кузнецкого бассейнов, возникающих в вершинах входящих углов платформ.

Е. В. Павловский (1959) разработал представление о перикратонных опусканиях (пример, Ангаро-Ленский прогиб протяженностью 1500 км и шириной 400 км). Следует отметить, что перикратонные опускания (позднее в литературе утвердился термин «перикратонные прогибы») и краевые прогибы — структуры для ряда регионов генетически связанные. Так, в Приуральском и, вероятно, в Прикарпатском и Приверхоянском прогибах долгоживущие перикратонные прогибы составляли раннюю стадию развития пограничных прогибов, краевые прогибы — их вторую стадию и передгорные прогибы — завершающую.

Хорошо изученная Приуральская пограничная структурная зона может служить примером длительного многостадийного развития рассматриваемых структур. По Ф. И. Хатьянову (1966), значительная часть Приуральского краевого прогиба «...попадает в более обширную область перикратонного опускания кристаллического фундамента Русской платформы (развитие которого началось в протерозое), охватывающую не только краевой прогиб, но и восточную окраину платформы, а также складчатую платформенную зону Урала» (Хатьянов, 1966, стр. 63). Только внутренняя зона Приуральского краевого прогиба в ранней перми заполнялась мощными мо-

лассовыми толщами. Внешняя же зона прогиба составляет центральную часть Предуральской депрессии. Эта депрессия заполняется галогенными толщами и красноцветными молассами перми и триаса. В пределах Приуральского краевого прогиба развиты резко выраженные локальные тектонические поднятия с амплитудой до 500 м, осложненные разломами (антиклинали кинзебулатовского типа). Местами установлено наличие двух-трех гряд таких структур. Во внутренней зоне прогиба известны крутые надвиги. Близкие представления о длительности развития в течение фанерозоя пограничной структурной зоны вдоль северо-восточной окраины Аравийской платформы высказаны В. П. Поникаровым и др. (1966). Названные авторы указывают, что Месопотамский краевой прогиб существенно унаследовал флишевый прогиб ( $K_2 - P$ ), образовавшийся на месте более древней депрессионной структуры, начавшей формироваться еще в эокембрии. Только заключительные фазы развития Месопотамского прогиба совпадают с горообразовательными движениями конца альпийского развития иранид. Сходное развитие, вероятно, имеют пограничные структуры западной части Северо-Американской платформы.

Детальные геолого-геофизические исследования, а также результаты бурения подтвердили большую и самостоятельную роль пограничных структур, как образований долгоживущих и многостадийных. Выявлена также и их индивидуализация в связи с конкретным строением зон сочленения платформ и геосинклинальных складчатых областей. Г. А. Кузнецов (1967) намечает эволюционный ряд краевых прогибов в зависимости от времени их образования: 1) раннепалеозойские (Ангаро-Ленский, Приенисейский) отличаются большой шириной и расплывчатой формой, преобладанием и выдержанностью морских терригенных толщ при большой роли карбонатно-соленосных отложений, длительностью развития и незначительной скоростью прогибания; 2) позднепалеозойские (Приуральский, Приапалачский) и 3) мезозойские (Приверхолянский) — линейностью и небольшой шириной, значительной дислоцированностью отложений, особенно во внутреннем крыле; характерно наличие угленосных формаций; 4) кайнозойские (Прикарпатский, Пригималайский) — огромной протяженностью при небольшой ширине, резкой асимметрией в поперечном разрезе, быстрой сменой формаций (существенно молассовых) по латерали и в целом коротким периодом развития и высокой тектонической подвижностью по сравнению с древними прогибами. Вероятно, справедливо указание, что настоящие краевые прогибы с четко установленными молассами появились в позднем палеозое. Ранее, по-видимому, обладающей формой пограничных структур были перикратонные опускания и перикратонные прогибы. В подавляющем большинстве случаев тектонические движения в пределах пограничных структур не прекращались после осадконакопления. Зоны своеобразной линейной складчатости, брахискладчатости и различных форм приразломных складок; разрывы продольные (часто надвиги) и поне-

речные; магматизм основного состава (силлы и дайки) — характеризуют полосу стыка платформ и геосинклиналей. Это, несомненно, динамические структуры, благоприятные для промышленного скопления нефти и газа, каменных и калийных солей, каменного и бурого угля, а также фосфоритов, меденосных песчаников и других полезных ископаемых. Многие районы перикратонных структур и краевых прогибов в дальнейшем подверглись горообразованию.

Как указывалось выше, Н. С. Шатский и А. А. Богданов (1957 г.) в группу пограничных структур включили и авлакогены. По своим формационным и дислокационным особенностям они несомненно близки к перикратонным прогибам. Это линейно вытянутые впадины повышенной подвижности, подчиненные простиранию крупных

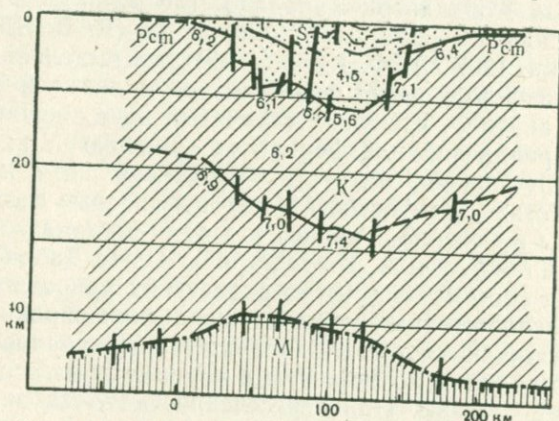


Рис. 10. Разрез через Днепровско-Донецкий авлакоген. По Н. А. Беляевскому (1969). Условные обозначения см. рис. 1.

разломов, рассекающих фундамент платформы. Они нередко тесно связаны с близрасположенными геосинклиналями. Выполняющие авлакогены отложения значительной (тысячи метров) мощности сложены в складки, часто довольно сложные. Авлакогены, по А. А. Богданову, могут возникать в разные стадии развития платформы. Например, на Восточно-Европейской платформе ранние авлакогены сформировались в рифее, а поздние — в среднем — позднем палеозое.

Разломы, ограничивающие авлакогены, устанавливаются сейсмическими методами. Они рассекают всю земную кору и, возможно, уходят в мантию. На рис. 10 приводится разрез через Днепровско-Донецкий авлакоген. Здесь хорошо видны обрамляющие его разломы и четко выраженное поднятие верхней мантии, что создает «обратную отрицательную форму» соответствия рельефа поверхности Мохоровичича и поверхности консолидированной коры (Беляевский, 1969).

Краевые складчато-глыбовые системы возникают главным образом на месте перикратонных прогибов. Складкообразование связа-

но преимущественно с перемещениями блоков вдоль систем крутых разломов. Отсюда преобладающий тип складок: протяженные (до 150—200 км) гребневидные антиклинали и широкие синклинали. Предполагается, что разломы с глубиной выполаживаются, переходя в пологие надвиги. Складчатые зоны нередко сорваны с фундамента, что объясняется гравитационной тектоникой. Краевые складчато-глыбовые системы распространены широко. На Востоке СССР (окрайна Сибирской платформы) они изучались в последние годы в пределах хребта Сетте-Дабан А. Л. Ставцевым (1968) и др. Ценную сводку складчатых структур окраин Северо-Китайской и Южно-Китайской платформ дала М. С. Нагибина («Тектоника Евразии», 1967). Канадские Скалистые горы и их северное продолжение («Северная Кордильера Канады»), где развиты подобные же системы, описаны американскими геологами (Е. В. Шоу, 1967 г.; Л. Дж. Мартин, 1967 г.). Ф. Кинг (1969) там выделяет «...складки в пределах платформы перед фронтом геосинклиналей Кордильер» (рис. 2 и 3 в книге Ф. Кинга). Складчатый пояс внешнего Загроса на востоке Аравийской платформы, по мнению Дж. Штеклина (1966, стр. 16), «...надо считать неотъемлемой, хотя и окраинной подвижной частью платформы». Известны краевые складчато-глыбовые системы в Северной Африке и других регионах.

По А. Л. Ставцеву и А. К. Башарину, Сетте-Дабанская складчато-глыбовая система состоит из ряда узких приразломных антиклиналей и расположенных между ними плоских широких синклиналей. Здесь различаются узкие блоки-пластины, западные части которых высоко подняты по взбросам и надвинуты на соседний блок, а восточные — опущены. При пересечении Сетте-Дабана по р. Тыре вблизи разломов происходит резкое усложнение складчатости, вплоть до плейчатовости; при удалении от них величина углов падения быстро уменьшается. Возраст складчатости мезозойский. Судя по геофизическим данным, кристаллический фундамент залегает спокойно и все пликативные деформации сосредоточены в осадочном структурном этаже. Такого же мнения о формировании складчатых структур канадских Скалистых гор и Е. В. Шоу. Он указывает, что обширные сейсмические данные показали, что образования Канадского щита, подстилающие складчатые структуры, значительно нарушению не подвергались. Время складчатых дислокаций он относит к концу мезозоя и началу кайнозоя.

М. С. Нагибина справедливо подчеркивает, что складчатые структуры платформенного чехла Китайской платформы не являются структурами конседиментационными и им не присущи особые формации. В пределах Южно-Дабанской зоны, по ее мнению, рифейские, палеозойские и триасовые отложения смяты в узкие линейные складки, длина которых достигает сотен километров. Крылья антиклиналей осложнены крупными сбросами. Интенсивность складчатых деформаций затухает в сторону Сычуаньской синеклизы, при этом складки выполаживаются и приобретают сундучную форму. Эти складки начали формироваться в послетриасо-

вое время, но современную морфологию приобрели в конце мела.

М. В. Муратов и В. Е. Хаин (1968) считают, что краевая Ангаро-Ленская система, Юрские горы, Высокий и Сахарский Атлас также должны относиться к рассматриваемому типу структур. Магматизм в краевых складчато-глыбовых системах развит незначительно. Это преимущественно дайки основного состава. В эпоху формирования этих систем существовали благоприятные условия для концентрации полиметаллических и других руд телетермального происхождения.

## II. Горные сводовые, глыбовые и сводово-глыбовые области.

Среди горных областей с преобладанием изгибов большого радиуса (сводов), с четко выраженным глыбовым строением или с смещенными сводами и глыбами выделяются структуры, почти целиком (на 80—90%) сложенные магматическими телами. Одни из них чрезвычайно долго развивались как области поднятия и периодически подвергались раздроблению и внедрению различных по составу интрузий, другие составляли линейные пояса, насыщенные вулканитами и интрузиями преимущественно кислого состава.

Примером первых на Востоке СССР является Становая область, окаймляющая с юга Сибирскую платформу. Эта область отличается автономностью тектонического развития. Ее фундаментом являются архейские глыбы (Могочинская, Тындинская, Чогарская и др.) и мощные складчатые образования раннего протерозоя (или позднего архея). В период от позднего протерозоя до кайнозоя она служила ареной проявления процессов магматизма в интрузивной (преобладает) и эффузивной форме. Габбро-анортозиты и граниты протерозоя, гранитоиды позднего палеозоя, юры и мела, а также различные вулканиты (их немного) заполнили почти всю область, занимаемую ныне хребтами Становым и Джугджуром. Такие области специфической магматической активности, расположенные в зоне глубинных разломов, по-видимому, связаны с особым состоянием тектоносферы. Эти плутонические области, рожденные глубинными магматическими процессами, могут быть, по предложению автора, названы «плутоногенами». А. Л. Ставцев (1968) считает, что магматогенные структуры Джугджуро-Станового плутоногена сформировались в результате трех магматических циклов, характеризующихся сменой интрузий основного состава кислыми и щелочными — среднепротерозойского, палеозойского и главного мезозойского. Первый и третий сопровождался орогенезом. В процессе развития плутоногена возрастала роль гранитондов. Главные структурные особенности Станового плутоногена — наличие крупных субширотных разломов и ориентированных в этом же направлении гигантских трещинных интрузий, хорошо выраженных на картах магнитного поля.

Из крупных фрагментов других плутоногенных областей следует упомянуть о Сангиленском (Восточно-Тувинском) и Буреинском массивах, насыщенных магматическими телами разного возраста. Сюда же относится и о-в Мадагаскар, где А. И. Тугариновым и

Г. В. Войткевичем (1966 г.) устанавливается такая последовательность магматических событий: на древнее основание (порядка 2400—2600 млн. лет) после длительных перерывов накладывались неоднократные процессы магматизма и связанной с ним минерализации, отмечаемой датами  $1850 \pm 50$ ; 1120; 830—920; 620 и 485 млн. лет.

Окраинноматериковые и внутриматериковые вулканогенные пояса составляют вторую категорию тектоно-магматических структур. Наиболее ярким примером вулканогенного пояса является Восточно-Азиатский. От Чукотки до Восточного Китая разобщенные звенья этой гигантской шовной структуры имеют сходные черты развития. Судя по охотскому звену (Охотскому вулканогену), структурный шов, вдоль которого в конце юры и особенно в мелу отмечена бурная вулканическая деятельность, существовал в позднем палеозое, триасе и ранней юре, что подтверждается стратиграфическими исследованиями А. Х. Калугина и Ю. М. Бычкова на Охотском водоразделе и М. С. Маркова и др. на восточной части п-ова Тайгонос. Новейшие сводные данные о структурных особенностях Охотского и Чукотского вулканогенов принадлежат Н. П. Аникееву, В. А. Титову, В. Ф. Белому и др.

История Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена близка к Охотскому и Чукотскому, с той разницей, что здесь вулканическая деятельность проявилась несколько позднее. Общий объем продуктов вулканизма в Охотском и Чукотском вулканогенах составляет около 1 млн. км<sup>3</sup>, а в Восточно-Сихотэ-Алинском в 10 раз меньше. В Юго-Западной Японии сохранился фрагмент Восточно-Азиатского пояса — вулканоген Чугоку длиной около 700 км и шириной 40—60 км (К. Itikava, 1968 г.). Этот вулканоген, вероятно, в мелу занимал значительную площадь современного Японского моря (Miyato et al., 1965). Юго-западный фланг этой вулканической структуры Чугоку прослеживается в Южной Корее (Пусанский вулканоген). Еще дальше на юг вырисовывается Катазиатский вулканоген, описанный М. С. Нагибиной и Ю. М. Пущаровским (1967 г.). Вулканогенные пояса прослеживаются в магнитном поле в виде аномальной зоны высокой и средней напряженности. В гравитационном поле с внутренней, притихоокеанской части проходят ясно выраженная гравитационная ступень (Б. А. Андреев, 1966 г.). Грандиозный линеамент, к которому приурочен Восточно-Азиатский вулканогенный пояс, имеет длину 8500 км. Он обозначает границу между континентальной корой и корой переходного типа от континента к океану. Минерагеническое значение пояса велико. Ведущими металлогенными элементами окраинноматериковых вулканогенных поясов (Восточно-Азиатского и Западно-Американского) являются Hg и Au (эпитермальные), Cu, Mo и S. Среди характерных элементов следует отметить: Sn, Hg, Li, B (датолит), Pb, Zn, Bi, Al (алунит) и F. Подчиненное значение имеют Sb, In, Cd, Ge, Fe (в колчеданах), Se, Te и W (М. И. Ицксон и Е. Т. Шаталов, 1968 г.).

Различаются горные сводово-глыбовые области трех типов: ста-

нового, забайкальского (существенно западнозабайкальского) и Тянь-шаньского. Первый был охарактеризован выше.

Забайкальский тип был недавно подробно описан М. С. Нагибиной, В. П. Арсентьевым, К. В. Боголеповым, А. Д. Щегловым, Д. И. Горжевским, В. Н. Козеренко, Н. А. Фогельман и Ю. В. Комаровым. В пределах Западного Забайкалья выделяются: 1) внешний Саяно-Байкальский пояс глыбовых поднятий и 2) внутренний Западно-Забайкальский вулканоплутонический пояс. В Саяно-Байкальском поясе—в области преобладающего сводового воздымания в мезозое, площади седиментации ограничивались небольшими межгорными впадинами, заложившимися вдоль разломов. В кайнозое фрагменты впадин, существенно уничтоженные денудацией, сохранились в виде отдельных грабен и мульд синклинального строения. Крылья синклиналей пологие (до 30—40°). Интрузивная деятельность ограничивалась внедрением небольших штоков и даек гранитоидов. Западно-Забайкальская горная сводово-глыбовая область развивалась на фундаменте, сложенном позднебайкальскими (или каледонскими) структурами. Ведущей особенностью структуры Забайкальской области является наличие широких (75—85 км и более) горных поднятий и узких (5—15 км) линейно вытянутых впадин, расположенных цепочками или кулисообразно. Поднятия выделяются под названием «глыбовых антиклиналей», «терраантиклиналей» (Косыгин и Лучицкий, 1962), а впадины именуется «глыбовыми синклиналями» и «террасинклиналями». Всеми исследователями признается крупное значение разломов в формировании структур Западного Забайкалья. Происхождение складчатых дислокаций во впадинах является предметом дискуссии, освещенной подробно в работе К. В. Боголепова (1967). В истории развития наложенных структур (депрессий и впадин) различаются пермский—раннеюрский этап и среднеюрский—раннемеловой этап (табл. 8).

Горная сводово-глыбовая область Тянь-Шаня сформирована на разновозрастных палеозойских складчатых структурах. К мезозою она целиком превратилась в область завершенной складчатости. В течение мезозоя и раннего кайнозоя это было сооружение с платформенным режимом. С конца палеогена резко усилились тектонические движения, приведшие к образованию горной сводово-глыбовой структуры. Большинство геологов признается, что горные поднятия составляют антиклинории. Последние системой разломов разбиты на блоки, надвинутые на межгорные и предгорные впадины, представляющие собой синклинории, заполненные континентальными молассами большой мощности (до 5000—6000 м). Магматизм неоген-четвертичного времени весьма слабый (небольшие потоки базальтов и щелочных базальтоидов). Намечается группа эндогенных месторождений (свинцовые, ртутно-свинцовые и флюоритовые), по-видимому связанных с молодыми рудогенерирующими процессами (Карпова, 1968). К экзогенной группе относятся месторождения солей и гипсов. Тянь-Шань, как известно, отличается

Особенности позднепалеозойских — мезозойских депрессий и впадин  
Западного Забайкалья

(по А. Д. Щеглову, 1967 г., с сокращениями и изменениями)

Характерные особенности	Этап развития вулканогенных прогибов	Этап развития «терригенных впадин»
Время развития	Р — I <sub>1</sub>	I <sub>2</sub> — К
Форма наложенных структур и складчатые дислокации	Пологие широкие прогибы с интенсивной приразломной складчатостью. Линейные и брахиформные складки с различной крутизной (до 60—80°) крыльев. Разломы.	Узкие линейные впадины, разделенные поперечными поднятиями, обычно синклинального строения. Различаются мульды (падение крыльев от 10 до 50°). Оконтурены разломами
Осадочные и вулканогенные формации	Наземные, вулканогенные серии: (трахиандезитовая, андезитовая, андезит-дацитовая, дацитовая, дацит-липаритовая, липаритовая); редко континентальные пестроцветные, иногда моласовые	Угленосные, пестроцветные, реже наземные вулканогенные (серии: трахибазальт - трахитовая, липаритовая); молассы
Магматизм	Трещинные интрузии пестрого состава. Ведущие комплексы: а) лейкократовые граниты и гранит-порфиры; б) щелочные интрузии (нефелиновые сиениты, щелочные сиениты); поздние фазы аляскиты	Основные щелочные интрузии (либургиты, тешениты, сиениты). Пластовые тела и дайки
Металлогения	W и Mo, часто комплексные месторождения	Эпитермальные месторождения и рудопроявления флюорита, Au, Sb и Hg

весьма мощной (до 55—60 км) земной коры, возможно унаследованной еще от палеозойского времени, составляющей, по мнению Н. А. Беляевского (1969), большую внутриазиатскую депрессию в рельефе поверхности Мохоровичича.

Систематика структур, образующихся в горных областях, только начинает разрабатываться. Так, В. П. Солоненко (1968), рассматривая современное развитие Байкальской рифтовой зоны, выделил следующие положительные структуры и впадины:

- 1) краевые щитовидные,
- 2) сбросово-сводовые,
- 3) сводово-блоковые,
- 4) глыбовые,
- 5) сводовые.

- |  |   |
|--|---|
| <ol style="list-style-type: none"> <li>1) зарождающиеся</li> <li>2) эмбриональные</li> <li>3) зрелые,</li> <li>4) отмирающие.</li> </ol> | $\left. \begin{array}{l} \text{формируются в} \\ \text{замковых частях} \\ \text{сводово-блоковых} \\ \text{поднятий} \end{array} \right\}$ |
|--|---|

**III. Сводовые области и сопряженные с ними рифтовые структуры.** Процессы мощного коробления земной коры, создающие гигантские сводовые воздымания и сопряженные с ними континентальные «большие грабены», особенно выразительны в Восточной Африке (см. рис. 76 в книге Л. Кинга, 1966). На новой тектонической карте Африки от северной части Красного моря и до Мозамбикского пролива полосой шириной 600 км (средняя) и длиной 4500 км показаны «mozамбикские и другие омоложенные горные цепи» и обширный протяженный пояс вулканитов позднеюрского — кайнозойского возраста. Об активизации Мозамбикского пояса в раннем палеозое свидетельствуют данные абсолютного возраста — от 600 до 400 млн. лет (Дж. У. Паллистер, 1967 г.). Эта подвижная область Восточно-Африканского сводового поднятия была сушей в течение палеозоя. В ранней — средней юре здесь была небольшая трансгрессия и в поздней юре — раннем мелу — регрессия. После периода эрозии и планации произошло поднятие и была выработана предмиоценовая поверхность денудации, на которой залегают осадки и вулканиты нижнего миоцена. Интенсивное поднятие прилегающих к рифту частей сводовой области развивалось в конце плиоцена — начале четвертичного периода. Одновременно происходило не менее энергичное опускание рифтовой впадины.

Рифтовые системы — линейно вытянутые на многие сотни и первые тысячи километров щелевидные структуры глубинного происхождения, осложняющие сводовые поднятия. На материках главные элементы их — рифтовые долины и грабены-впадины, ограниченные нормальными сбросами. Выраженные в рельефе рифтовые впадины иногда выполнены озерными, реже лагунами осадками мощностью до 5—6 км. Они характеризуются преимущественно основным магматизмом с щелочным уклоном. Типичны представители оливин-базальтовой серии с сопровождающими базальты трахитами. Известны также щелочно-ультраосновные серии с карбонатитами. Рифтовые системы имеют отрицательные аномалии Буге. В южной части Красного моря наблюдаются положительные аномалии, вызванные, вероятно, основными интрузиями. Главное развитие рифтовых систем приурочено к кайнозою. Однако представление о рифтовых системах как структурах сравнительно недолговечных, по видимому, неточно. Так, например, длительное унаследованное развитие рифта известно в пределах грабена Суэцкого залива, который сформировался в карбоне и представлял собой узкий локальный прогиб в течение юры, мела и позднее (Р. Саид, 1965 г.). Другим

возможным примером долгоживущей рифтовой системы является Монголо-Байкало-Южноякутская (М. И. Ициксон, Л. И. Красный, 1970 г.), разные звенья которой развивались в юре, мелу и кайнозойе. Поверхность Мохоровичича под рифтами, так же как и под авлакогенами, очевидно, приподнята. Они обладают повышенной сейсмичностью и тепловыми аномалиями (средний тепловой поток на оз. Байкал  $2,8 \cdot 10^{-6}$  кал/см<sup>2</sup>·сек, что значительно превышает средний континентальный тепловой поток, который равен  $1,5 \cdot 10^{-6}$  кал/см<sup>2</sup>·сек). Размеры континентальных рифтовых систем резко уступают соответствующим океаническим структурам. Известны переходные зоны от континентальных рифтов к океаническим (Красное море, Аденский залив). Рифтовые системы, порожденные растяжением (и обрушением?) сводов, в дальнейшем приобретают автономные глубинные связи. Измерения теплового потока на оз. Байкал привели Е. А. Любимову к выводу, что обнаруженная при геотермических исследованиях «...аномалия теплового потока не может быть приписана каким-либо поверхностным эффектам, а имеет глубинное происхождение, связанное с особым состоянием мантии в области байкальского рифта» (1968, стр. 165). Такое же заключение на основании сеймотектонического анализа байкальской рифтовой системы делает и В. П. Солоненко (1968 г.). По его мнению, поля напряжения рождаются в самой рифтовой системе и должны быть связаны с процессами в верхней мантии. Отсюда следует, что все объяснения происхождения рифтов—восходящими ли ветвями конвекционных течений или разломами, проникающими в верхнюю мантию Земли, —однозначно свидетельствуют о подкоровом автономном развитии этих структур.

Современные сводки, посвященные рифтовым системам, принадлежат В. В. Белоусову и Ю. М. Шейнманну (1968), Н. А. Флоренсову (1968), Е. Е. Милановскому (1969) и др. Уже упоминалось, что примером классической рифтовой системы является Восточно-Африканская (точнее Аравийско-Восточно-Африканская). Доказано, что главные крупные молодые разломы, к которым приурочена эта система, унаследованы от соответствующих дизъюнктивных структур докембрийского фундамента. Наиболее характерной структурой системы следует считать грабен, ограниченный сбросами и обрамленный приподнятыми блоками-плечами. Мощность неоген-четвертичных осадков достигает 2—3 км. Дно Красного моря опущено на 1—2 км, а Аденского залива до 3—4 км. Плечи рифта приподняты здесь на 2 км. Среди грабенов выделяются простые и сложные. В последних наблюдается постепенное ступенчатое опускание к осевой зоне грабена. Особый тип структур рифтовой системы представляют участки, заключенные между несколькими рифтами. Это слабо деформированные в позднекайнозойское время блоки, сложенные древнейшими образованиями (например, блок оз. Виктория). Помимо новейших вертикальных движений наблюдаются признаки горизонтальных смещений с амплитудой до 10—20 км.

Восточно-Африканские рифтовые впадины имеют отрицательные

аномалии силы тяжести с редукцией Буге. То же относится к рифту залива Акаба. К осевой глубоководной полосе Красного моря приурочена серия узких линейных положительных аномалий. На основании сейсмического профиля, пересекающего рифт Красного моря, установлено, что под осевым глубоководным желобом мощность осадков составляет 2—2,5 км и они подстилаются породами со средней скоростью «базальтового» слоя (скорость порядка 6,7—7,3 км/сек). Осевая зона рифта характеризуется весьма высоким тепловым потоком. Все это дает возможность предполагать растяжение земной коры в осевой зоне рифта Красного моря. Эта рифтовая система характеризуется значительной сейсмической активностью. Очаги землетрясений имеют магнитуды 6—7,5. Среди рифтов выделяются сильно вулканические, слабо вулканические и невулканические. Первые фазы извержения характеризуются излиянием основных лав (иногда с повышенной щелочностью). В южной части Восточно-Африканской рифтовой системы излияния базальтов со временем начинают чередоваться с игнимбритовыми извержениями пантеллеритовой магмы, а в Йемене — с внедрением гранитоидов. В ее кенийско-северотанзанийской части широко развиты дифференцированные серии пород с отчетливым щелочным уклоном (базальты, трахибазальты, нефелиниты, трахиты, фонолиты, комендиты и пр.).

Байкальская (точнее Монголо-Байкальско-Южноякутская) рифтовая система, крупнейшая в СССР и вторая по размерам на континентах, за последние годы изучена в ее главном, центральном байкальском звене довольно подробно. Н. А. Флоренсов (1968 г.) дает следующую общую характеристику байкальской системе: 1) сводовый характер общей поверхности, охватывающей всю совокупность хребтов и опусканий; 2) густая сеть продольных разломов, пересекающих докембрийский фундамент; 3) активность этих разломов, совпадающая по времени с активностью подобных разломов в других рифтовых системах планеты; 4) крутые наклоны сместителей разрывов нормальных сбросов; 5) наличие голоценовых и современных вертикальных разрывов, свидетельствующих о направленном развитии системы; 6) расщепление единой системы разломов и впадин на ветви; 7) неравномерные проявления трахибазальтового вулканизма; 8) высокий уровень сейсмичности при нормальной глубине очагов землетрясений; 9) обилие выходов термальных глубинных вод, связанных с подъемом слоя высоких температур.

Таким образом, в структуры негеосинклинального ряда входят:

1. Группа пограничных структур (вероятно, для нее следует иметь специальный термин), развивающаяся между платформами и геосинклиналями. В период осадконакопления преобладают прибрежно-морская и лагунная обстановки. Магматизм в этой группе структур небольшой по объему. Обычно это дайки и силлы основного состава.

2. Группа континентальных структур. Для этой обширной группы, как было показано выше, имеется много назва-

ний. Наиболее приемлемой представляется номенклатурная основа, предложенная Ю. А. Косыгиным и В. И. Лучицким (1962). Последние от латинского слова terra (земля, суша) образовали термины: «террасинклинали» (континентальные гомологи геосинклиналей) и разделяющие их поднятия — «терраантиклинали». Эти термины пока почти не применяются. Геологи предпочитают более простые названия — континентальные впадины и сводовые (или глыбовые) поднятия. Автору представляется целесообразным, используя принципиальную основу предложения Ю. А. Косыгина и В. И. Лучицкого, назвать всю группу континентальных структур «террагенальной» или «террагенной», т. е. имеющей континентальное происхождение.

## ДОКЕМБРИЙСКИЕ СТРУКТУРЫ

Исходя из направленности необратимого процесса развития Земли, с этого раздела следовало бы начинать книгу. Однако, как мы видели, понятия «геосинклиналь», «авлакоген» и многие другие были разработаны впервые при наблюдениях в областях развития палеозойских и более молодых толщ. Поэтому оказалось логичнее дискуссионные вопросы, связанные с тектоникой докембрия, рассмотреть вслед за обсуждением проблем систематики геосинклинальных и платформенных структур.

Неповторимое своеобразие геологической истории тектоносферы в раннем докембрии привело многих исследователей (Ю. К. Дзевановский, Н. Г. Судовиков, 1960 г.; Е. В. Павловский, 1962 г.; Е. В. Павловский, М. С. Марков, 1963 г.; Ч. Б. Борукаев, Ю. А. Косыгин и др., 1969 г.; Л. Н. Белькова, В. Н. Огнев, 1968 г.; Ю. К. Дзевановский, Е. П. Миронюк, 1968 г.; К. А. Шуркин, Ф. Т. Митрофанов, 1968, 1969 гг.; Л. И. Салоп, 1968 г.) к выводам о специфичности тектонических структур протогей. Раскрывая главные особенности геологии и тектоники древнейших толщ Земли, часть исследователей пытались не только обосновать введение соответствующих понятий, но и предложить термины, оттеняющие особенности докембрийских структур.

Установлено, что в протогее существовала тектоническая обстановка с особым тепловым режимом. Обращает на себя внимание известная гомогенизация раннедокембрийских комплексов — отсутствие перерывов, монотонность значительных по мощности разрезов (тысячи метров), иногда тонкая ритмичность. На многие тысячи километров протягивались мелководные бассейны с широко (но не повсеместно) развитыми полями основных вулканитов. Среди этих бассейнов то появлялись, то вновь исчезали изометрические или укороченные овальные поднятия, игравшие роль крупных срединных масс или ядер, на месте которых позднее сформировались новообразованные сиалические глыбы. Этот первичный этап, прогрессивно развиваясь, достиг особого термодинамического уровня, при котором в дальнейшем на огромных площадях образовались регионально гранитизированные высокотемпературные метаморфиче-

ские комплексы. Последнее было связано с подъемом геоизотерм, сопровождавшимся перемещением в верхние горизонты тектоносферы высоконагретых масс глубинного вещества (Д. С. Коржинский, 1952 г.; Б. Я. Хорева, 1969 г.).

В настоящее время существует несколько вариантов систематики древнейших структур (табл. 9). Как видно из этой таблицы, сколько-нибудь согласованная терминология для структур докемб-

Таблица 9

Термины и названия структур и этапов развития раннего докембрия

Структуры	Этапы и стадии тектонического развития
<p><b>Е. Вегманн</b> (1935 г.) Инфраструктуры</p> <p><b>В. А. Николаев</b> (1954 г.) Пангеосинклиналь</p> <p><b>В. Е. Хаин</b> (1954 г.) Ультрагеосинклиналь</p> <p><b>Ю. К. Дзевановский, Н. Г. Судовиков</b> (1960 г.) Литоплинт</p> <p><b>Е. В. Павловский</b> (1962 г.), <b>Е. В. Павловский, Н. С. Марков</b> (1963 г.) Нуклеарный комплекс Протогеосинклинали Протоплатформы Шовные структуры</p> <p><b>Б. М. Келлер, К. О. Кратц, А. Н. Неелов</b> (1968 г.) Первичные платформы Ранние авлакогены Геосинклинальные и складчатые области и системы Срединные массивы</p> <p><b>А. Н. Неелов</b> (1968 г.) 1. Относительно стабилизированные участки (внешние прогибы): первичные плиты 2. Внутренние прогибы</p> <p><b>Л. Н. Белькова, В. Н. Огнев</b> (1968 г.) Протомиогеосинклиналь</p>	<p><b>К. А. Шуркин, Ф. П. Митрофанов</b> (1968—1969 гг.) 1. Прогееосинклинальный этап (прогеосинклиналь) 2. Протогеосинклинальный этап (первичногеосинклинальные системы: а) материковые, б) окраинные Протоплатформы (первичные срединные массивы)</p> <p><b>Ю. К. Дзевановский, Е. П. Миронюк</b> (1968 г.) 1. Литоплинтвый этап (литоплинты первой генерации, литоплинты второй генерации) 2. Перилитоплинтвый этап (перилитоплинтвые зоны, трогии) 3. Эоплатформенный этап (эоплатформенные прогибы и поднятия)</p> <p><b>Л. И. Салоп, Ю. М. Шейнманн</b> (1969 г.) Пермобильная стадия</p>

рия пока отсутствует. Рассмотрим некоторые основные термины. Так, выдвинутый В. Е. Хаинным (1964 г.) термин «ультрагеосинклиналь» (латинское ultra — сверх), по-видимому, как слишком общий, употреблялся редко. В дальнейшем появилось понятие «прогеосинклиналь» (греческое pro — прежде) — табл. 10. Однако геосинклинали, с учетом данного выше определения (с какой приставкой мы бы их ни рассматривали), не могут характеризовать ту особую тектоническую обстановку, которая была присуща начальному периоду гео-

## Характеристика древнейших подвижных областей

Ультрагеосинклиналь (В. Е. Хаин, 1954 г.)	Прогеосинклиналь (К. А. Шуркин, Ф. П. Митрофанов, 1968 — 1969 гг.)
<p>Высокоподвижные тектонические структуры, характерные для древнейшего (архейского) времени. Ультрагеосинклинали отличаются легкой проницаемостью для магматических расплавов формирующейся земной коры; в них широко развиты вулканиты. Интенсивная складчатость течения указывает на весьма пластичное состояние вещества. Сложные изгибы складок и интрузий в плане отличают ультрагеосинклинали от четко линейных складчатых форм позднейших геосинклиналей.</p>	<p>Наиболее древние (3500—2600 млн. лет), тектонически обособленные структуры, возникшие на месте обширных первичных бассейнов, в которых формировались фациально выдержанные толщи с заметно различной осадочной дифференциацией. Эти области представляли сочетание мобильных регионов более или менее изометричных очертаний с повышенным тепловым режимом и гипотетических ядер начальной стабилизации, которые, возможно, имели в одних регионах кислый (судя по наличию обломочных цирконов) состав, в других основной — базальтово-андезитовый состав вулканитов и граувакковый — обломочных накоплений. Характерен высокотемпературный тип прогрессивного регионального метаморфизма супракристалльных пород (амфиболитовая и гранулитовая фации) с повсеместным развитием в них ультраметагенеза</p>

логической истории нашей планеты. Е. В. Павловский (1962) предложил этот древнейший период именовать нуклеарным (от латинского *nucleus* — ядро), понимая под ним начальную стадию развития земной коры континентов, характеризующуюся массовыми излияниями лав базальто-андезитового состава, накоплением граувакковых толщ и незначительным образованием хемогенных отложений. Отсюда тектонические области и системы, образованные в этот этап, можно называть нуклеарными.

Общая высокая подвижность (но не контрастность) в нуклеарную стадию сопровождалась процессами оседания\* и возникновением более или менее постоянных или временами появляющихся и затем размываемых выступов. Последние названы литоплинтами (от греческого *lithos* — камень, *plinthos* — плита). Литоплинты (Ю. К. Дзевановский, П. Г. Судовиков, 1960 г.) в эпоху складкообразования играли роль упоров, конформно которым моделировались архейские структуры. Разрабатывая концепцию литоплинтов, Ю. К. Дзевановский и Е. П. Миронюк (1968 г.) пришли к выводу, что тектонические структуры литоплинтового этапа образовались

\* Движение оседания (субсидентные), по мнению Н. С. Шатского, связано с изменением вещества Земли в ее глубоких оболочках. В процессах оседания «...основную, ведущую роль играет уменьшение объема мантии...» (Н. С. Шатский, «Избранные труды», т. IV, стр. 73, 1965).

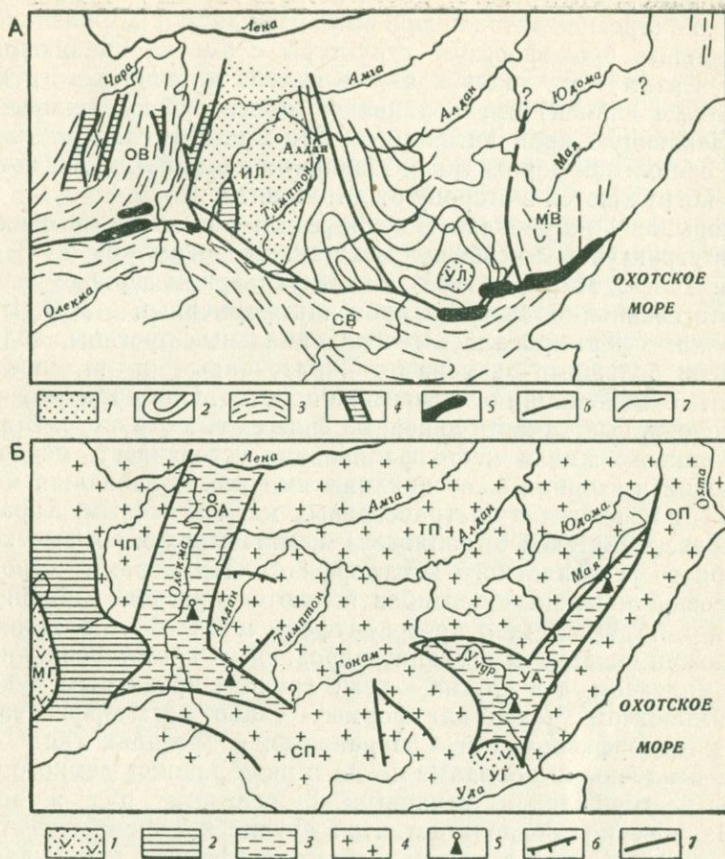


Рис. 11. Палеотектонические схемы Юго-Востока Сибири. По Ю. К. Дзевановскому и Е. П. Миронию (1968)

А. Структуры литоплинтового этапа (А<sub>1</sub>): 1 — литоплинты (ИЛ — Иенгрский, УЛ — Уянский); 2—3 — перилитоплинтовые зоны (2 — Тимптоно-Желтулинская; 3 — Олекмо-Станового региона (СВ — Становая ветвь; ОВ — Олекминская ветвь; МВ — Маймаканская ветвь); 4 — трои завершающего этапа; 5 — интрузии анортозитов; 6 — главнейшие разломы; 7 — границы геологических структур. Б. Структуры эолатформенного этапа (А<sub>2</sub>): 1 — геосинклинали (МГ — Муйская, УГ — Удская); 2 — Удоканский эолатформенный прогиб; 3 — авлакогены (ОА — Олекминский, УА — Уянский); 4 — поднятия (ЧП — Чарское, ТП — Тимптонское, ОП — Охотское, СП — Становое); 5—6 — районы развития магматизма (5 — эффузивного, 6 — гранитоидного); 7 — границы геологических структур

в две стадии. В первую — возникли «острова» земной коры сиалического профиля. К ним относятся Иенгрский и Уянский литоплинты архея алданской системы (рис. 11). Во вторую, вслед за накоплением осадочно-вулканогенных пород, к первичным литоплинтам присоединились новые области стабилизации (иенгрено-тимптонский литоплинт второй генерации). Площадь крупнейших литоплин-

тов (например, Иенгрского) достигает 100 000 км<sup>2</sup>. По-видимому, внутреннее строение литоплинтов было сложным; в нем различались неправильные брахиформные структуры с быстро меняющимися углами и азимутами падения. Более мелкие складчатые структуры (100—40 км длиной) имели линейную ориентировку, концентрически облекающую края литоплинта. Эта краевая система складок иногда осложнена короткими и широкими складками, оси которых быстро погружаются в сторону от литоплинта.

Основываясь на детальном анализе материалов по истории развития и структурным особенностям раннего докембрия, Е. В. Павловский и М. С. Марков (1963) в постнуклеарном периоде различают протогеосинклинальный и протоплатформенный этапы. В первый из них сформировались геосинклинальные прогибы, обладавшие очень большими размерами. Образованные в их пределах складчатые дислокации относительно простые. Они образуют системы куполовидных, отчасти линейных складчатых структур. В протогеосинклиналях имели место фациальная устойчивость осадочных накоплений и сходная с геосинклиналями неогей эволюция магматизма — от основных и ультраосновных магм к кислым. Характерны процессы анатексиса, палингенеза, мигматизации и высокотемпературного регионального метаморфизма. Примерами огромных протогеосинклинальных прогибов являются прогибы Сибири (Алданский щит). Фундамент протоплатформ может быть в одних случаях сложен складчатым, гранитизированным протогеосинклинальным комплексом, а в других — тоже гранитизированным нуклеарным комплексом. Чехол платформы — слабо метаморфизованный или неметаморфизованный — сохраняется в прогибах типа синеклиз. С осадочными породами чехла в ряде районов земного шара связаны месторождения урановых и железных руд и золота. Е. В. Павловский предполагает, что в ятулийское время существовала большая Северо-Балтийская протоплатформа, охватывающая всю современную северо-восточную часть Балтийского щита. В протоплатформах различаются древнейшие трогообразные прогибы, напоминающие авлакогены.

Несколько позднее К. А. Шуркин и Ф. П. Митрофанов (1968) в краткой сводке, посвященной эволюции магматизма в раннем докембрии, показали на примерах Северо-Запада СССР и Восточной Сибири схему развития главнейших структур этого времени. По их представлениям, в конце прогеосинклинального этапа образовались относительно устойчивые, но еще не полностью консолидированные протоплатформы с маломощным гранито-гнейсовым слоем. Позднее — на Балтийском щите — на рубеже архея — раннего протерозоя ( $2600 \pm 100$  млн. лет), а в Восточной Сибири древнее (около 3000 млн. лет) различаются протогеосинклинальные системы двух типов: а) материковые, заложенные на гранито-гнейсовом фундаменте, б) окраинные, или межматериковые, в которых выделяются периферические и внутренние прогибы. В последних не установлен гранито-гнейсовый фундамент и предполагается, что они развива-

лись на коре субокеанского типа. Магматические формации прогеосинклинального и протогеосинклинального этапов приведены на табл. 11 и 12.

К. Стоквелл (1967) под общим названием «краевая моноклинали» выделил на Канадском щите системы асимметричных прогибов, выполненных граувакками, доломитами, железистыми породами и вулканитами среднего и основного состава. Эти краевые моноклинали по его хроноTECTONической номенклатуре принадлежат к эфбейской эре и развиваются в области кенорианской орогении на древнейших толщах консолидированных, в архейский эон. Породы, слагающие краевые моноклинали, он относит к ненарушенным или слабо нарушенным комплексам послекенорианского чехла. Эпиархейские протоплатформенные структуры, развитые на Канадском щите, могут представлять терикратонные зоны (краевые моноклинали в их чистом виде) и различные прогибы — широкие, типично платформенные и узкие шовные зоны, напоминающие авлакогены.

Таблица 11

**Магматические формации прогеосинклинального этапа  
(по К. А. Шуркину и Ф. П. Митрофанову, 1968 г.)**

Формация	Фация метаморфизма	Предполагаемое отношение к складчатости
Перидотит-габбро-диабазовая (малых трещинных интрузий)	—	Поздне- и послескладчатая
Перемещенных мигматитообразующих плаггиомигранитов, аляски- пегматитов	—	Позднескладчатая
Ультраметагенных мигматит-гранитов, разнообразных гранитоидов, пегматитов	Амфиблитовая	Соскладчатая
Чарнокит-мигматитов, чарнокитов	Гранулитовая	
Гипербазит-габбро-анортитовая	Гранулитовая	Раннескладчатая
Интрузивно-вулканогенная основного состава.		Доскладчатая

**Магматические формации протогеосинклинального этапа**  
(по К. А. Шуркину и Ф. П. Митрофанову, 1969 г., с сокращениями)

Первичные геосинклинальные системы						Относительно ста- бильные структуры
Внутренние прогибы окраинных геосинклинальных систем			Периферические прогибы окраинных геосинклинальных систем и геосинклинальные прогибы материкового типа			Крайевые части прото- платформ, первичные срединные массивы, геоантиклинали I рода
Формация	Фашия мета- морфизма	Отношение к складчатости	Формация	Фашия метаморфизма	Отношение к складчатости	Формация
—	—	—	Метасоматических миг- матит-гранитов и интрузивных плагиомикрокли- новых и микроклиновых гранитов, аляскитов	—	После- и поздне-склад- чатая	—
Габбро - пла- гиогранитовая	—	Раннескладча- тая	Ультраметагенных и интрузивных гранодиоритов, плагиогранитов, мигматитов	—	Складчатая	Регенерированных гранитоидов и мигматитов. Интрузивных (регенерированных) чарнокитов
Гипербазит- габбровая	Эпидот - амфиболитовая, реже зеленосланцевая	Раннескладчатая	Габбро - анортозитовая Кератофиры - спилитовая	Эпидот - амфиболитовая, амфиболовая, реже зеленосланцевая	Раннескладчатая Доскладчатая	Габбро - норит-анортозитовая Габбро - диабазовая (дайковая)
Основных эффузивов	Эпидот - амфиболитовая, реже зеленосланцевая	Доскладчатая	Лептитовая (вулканы основного, среднего, кислого состава)	Эпидот - амфиболитовая, амфиболитовая, реже зеленосланцевая	Доскладчатая	—

На южной окраине Сибирской платформы примеры протоплатформенных и протоавлакогенных (палеоавлакогенных) структур были описаны в Олекмо-Витимском районе (Федоровский и Лейтес, 1968). Здесь реконструирован раннепротерозойский протоплатформенный Кодаро-Удаканский прогиб (по А. М. Лейтесу, эндоплатформенный), выполненный неравномерно метаморфизованными осадочно-вулканогенными толщами (рис. 12) мощностью до 8000 м.

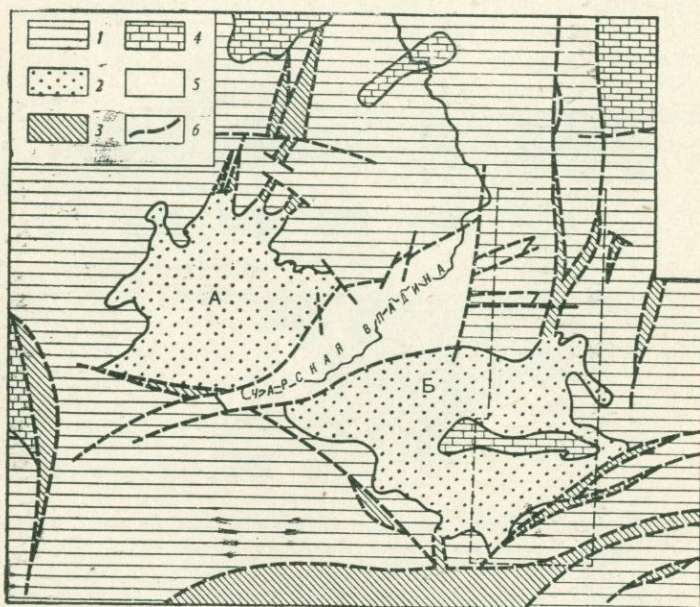


Рис. 12. Схема расположения трогов в центральной части Олекмо-Витимской горной страны. По В. С. Федоровскому и А. М. Лейтесу (1968)

1 — архейские кристаллические образования и гранитоиды различного возраста; 2 — Кодаро-Удаканский эндоплатформенный прогиб — область развития существенно терригенной формации нижнепротерозойской удаканской серии (А — Кодарская подзона, Б — Удаканская подзона); 3 — геосинклинальные трогов раннего протерозоя — зоны развития вулканогенно-терригенной и железисто-кремнистой формаций удаканской серии; 4 — отложения среднего — верхнего протерозоя и палеозоя; 5 — четвертичные накопления Чарской впадины; 6 — крупные разломы, ограничивающие трогов и Чарскую впадину

Для протоавлакогенов Олекмо-Витимского района характерны линейные синклинали, не сочетающиеся с равновеликими сопряженными с ними антиклиналями. Уместно поставить вопрос, не следует ли к этому же типу структур отнести заложенные вдоль глубинных разломов и глубоко врезанные в архейский фундамент Криворожскую (точнее Кировоградско-Криворожско-Херсонскую) и другие борозды в пределах Украинского щита. Эти борозды имеют длину свыше 300—400 км и ширину 40—50 км. По набору

формаций принято считать, что их образование происходило в геосинклинальных условиях. Однако обращает на себя внимание, что эти древние приразломные системы имеют синклинальное строение, нехарактерное для настоящих геосинклиналей. А. С. Новиковой (1968) описаны «вулканические борозды», возникшие около 1800—1700 млн. лет назад на юго-востоке Балтийского щита. Эти борозды могут быть отнесены к числу протоавлакогенов. Они прослеживаются на 500—600 км и имеют ширину от первых километров до 60—70 км (рис. 13).

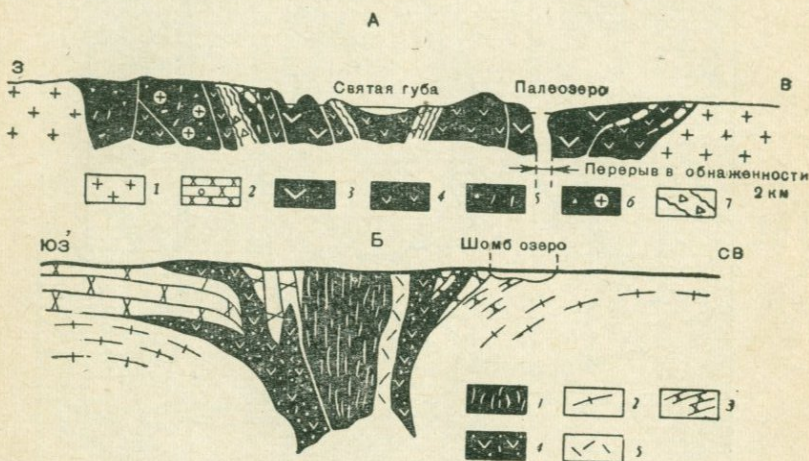


Рис. 13. Профили протоавлакогенов (вулканических борозд) в восточной части Балтийского щита По А. С. Новиковой (1969)

А — Палеозерский протоавлакоген: 1—гранитоиды (до  $PR_2$ ); 2—кварциты, конгломераты сегозерской серии; 3—4—вулканиты  $PR_2$  (3—метагаббро-диабазы, 4—метадиабазы, метапорфириты, метамандельштейны); 5—6—вулканические брекчи (5—мономиктовые, 6—полимиктовые); 7—зоны милонитизации, расчленения, дробления. Б — Шамбозерский протоавлакоген: 1—пара- и ортоамфиболиты (до  $PR_2$ ?); 2—гранитоиды беломорского комплекса; 3—кварцито-песчаники сегозерского типа ( $PR_2$ ); 4—5—вулканиты ( $PR_2$ ) (4—метадиабазы, метапорфириты, брекчи; 5—кварцевые порфиры)

Возникшие на месте протогеосинклинальных областей и протоавлакогенов складчатые сооружения подверглись консолидации и превращению в неустойчивую платформенную структуру. Не везде и не сразу на них сформировался платформенный чехол. Нередко между поднятиями образуются плоские или не очень глубокие прогибы и впадины, иногда в поперечном направлении переходящие в платформенные структуры. Эти впадины и прогибы одними исследователями относятся к эоплатформенному этапу, являющемуся как бы предвестником платформенного развития, другие рассматривают их как образования сводово-глыбового этапа. На Русской платформе это мульды и грабен-синклинали, заполненные ятулием.

Принимая во внимание, что региональные стратиграфические шкалы для раннего докембрия нередко строятся на основе рубежей между важнейшими тектоническими событиями, следует признать,

что повсюду намечается чрезвычайно резко выраженное несогласие между древнейшей — архейской — группой и более молодыми образованиями. Одни исследователи (А. А. Богданов, Л. И. Салоп) считают, что на всех материках этот диастрофизм проявился примерно одновременно, другие (Е. В. Павловский, М. С. Марков, Н. А. Штрейс и др.) признают, что в разных регионах существовала асинхронность главнейших тектонических событий (отсюда выделение групп платформ Лавразийской и Гондванской). Ч. Б. Борукаев, Ю. А. Косыгин и Л. М. Парфенов (1969, стр. 4) указывают, что «...установление при составлении тектонической карты Евразии значительного скольжения во времени рубежей этапов складчатости еще более возрастает при рассмотрении материала по всем континентам. Это явление указывает на отсутствие общепланетарных эпох складчатости». Однако и последняя позиция, логически вытекающая из особенностей глубинного строения разных материков, не исключает того, что сходные тектонические процессы в раннем докембри охватывали все континенты, хотя и не одновременно (табл. 13).

Рассматривая металлогенические аспекты докембрия, следует подчеркнуть своеобразие геохимического типа металлогении древних (раннедокембрийских) подвижных областей, соответствующих «...в своем суммарном значении фемическим частям разреза земной коры (железо, титан, никель, медь, кобальт, магний), что, видимо, обусловлено составом пород первичной коры и влиянием базальтового магматизма (Билибина, 1968, стр. 70).

## СТРУКТУРЫ ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ МЕЖДУ КОНТИНЕНТОМ И ОКЕАНОМ

---

Переходная зона между континентом и океаном (транзиталь) \* занимает около 32 млн. км<sup>2</sup>. Она распространена неравномерно в областях сочленения земной коры континентального и океанического типов и наиболее полно и разнообразно представлена в западной части Тихого океана вдоль Азиатского материка и вблизи Австралии, а также в двух районах западной части Атлантического океана (Карибское море и море Скотиа).

\* Переходная зона между континентом и океаном — название очень длинное и неудобное. Автор перебрал ряд терминов — «геолатераль» (от латинского *lateralis* — бок, сторона), «геомаргиналь» (от латинского *margo* — край), «геотранзиталь» (от латинского *transitus* — переход). Представляется наиболее удобным, ближе отвечающим смысловому значению понятия «переходная зона»... употреблять термин «транзиталь» или «транзона». Однако не желая его навязывать до обсуждения геологами и океанологами, в данной книге будет применяться название «переходная зона между континентом и океаном» или сокращенно «переходная зона». Предлагается также название «зона сочленения континента и океана» (Н. А. Беляевский и Б. А. Петрушевский, 1968 г.).

Этапы	Структуры	Краткая характеристика	Минерагения	Примеры
Эоплатформенный	Эоплатформенные впадины и прогибы	Впадины и прогибы между эоплатформенными поднятиями. Дельтовые и лагунные отложения умеренной и значительной мощности	Осадочные: медь, железо Древнейшие россыпи (Ti, Au и др).	Удоканский прогиб (Западное Забайкалье)
	Эоплатформенные поднятия	Поднятия в пределах неустойчиво стабилизированных более древних структур. Умеренно кислые и кислые вулканиты	?	Чарское поднятие (Северное Прибайкалье)
Протогеосинклинальный	Складчатые области и системы	Линейные и брахиформные складчатые структуры с изменчивой интенсивностью пликативных форм (прямые, опрокинутые, линейные, пережатые, изоклинальные и другие складки)	Редкие металлы, золото, молибден, колчеданные руды	Становая складчатая область
	Прогибы	Древнейшие первичные геосинклинальные прогибы: 1) возникшие на гранитно-гнейсовом фундаменте на краю платформы (периферические протогеосинклинали); 2) унаследованно развивающиеся на не вполне стабилизированной базальто-андезитовой коре. В осадочно-вулканогенных толщах наблюдается ритмичность и в целом устойчивость фациальных обстановок	Хром, железо — титан Кобальт — медь — никель Джеспилиты	Карельская складчатая область (Карелия) Криворожская складчатая система (Украина)
Протоплатформенный	Протоавлагены	Первичные борозды в пределах формирующихся протоплатформ, выполненные продуктами размыва последних, а также вулканитами основного и среднего состава	Железо Колчеданные руды ?	Тиминскамингский шит (Канада) Талланский и Каларский шиты (Восточная Сибирь)
	Протоплатформы	Относительно стабилизированные крупные блоки неравномерно-гранитизированной коры, возникшие в условиях увеличения ее мощности и жесткости; характерны силлы, дайки и экструзии основного состава, местами спокойный подъем и совершенная дифференциация крупных масс основной, а иногда и гранитоидной магмы. Сложные структуры изолированных гранитно-гнейсовых куполов. Локальный метаморфизм чехла	Железо Медь	Протоплатформы постархейской консолидации: Алданская, Беломорско-Кольская и др.
Нуклеарный	Нуклеарные области и системы	Складчатые структуры, сформированные в условиях высокой пластичности архейских толщ. Обычно тесная связь складчатости с процессами гранитизации. Широко развиты крупные (до 200—250 км в поперечнике) изометричные структуры с крыльями, образованными линейными изоклинальными складками. В ядрах нередко конформные, иногда секущие плутоны аляскитовых гранитов. Характерен диапировый подъем сиалических масс	Графит, высокоглиноземистое сырье Апатитоносные кристаллические сланцы Слюда Железо	Беломорская нуклеарная область (Карелия)
	Нуклеарные оседания и прогибы	Обширнейшие (сотни тысяч квадратных километров) оседания и прогибы, формирующиеся в морской обстановке, заполненные фациально выдержанными толщами существенно базальто-андезитового состава. Характерен повышенный тепловой режим		Архейские прогибы (Беломорье)
	Литоплинты	Первичные, часто затопляемые отмели неустойчивой конфигурации, преобразующиеся в ядра с гранитной корой. Для них типичны кварциты, образованные в результате перемыва кор химического выветривания		Иенгский литоплинт (Алданское нагорье)

Проблемы переходных зон между континентами и океанами рассматривались в трудах А. Н. Заварицкого, Г. Штилле, Ф. Вейниг-Мейнеца, Р. Ван-Беммелена, Г. Г. Хесса, Ф. Г. Кюнена, Г. Беньофа и др. Особое внимание в последние годы привлекла переходная зона в северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса.

Переходную зону можно определить как область взаимопроникновения континентальных и океанических типов земной коры. В ее пределах острова и полуострова перемежаются с обширными акваториями. Рядом с высокими хребтами располагаются узкие очень глубокие желоба. Это — область максимального вертикального расчленения земной поверхности. Так, например, в районе Курильских островов предел колебания высот и глубин превышает 12 км. Мозаичности распределения суши и моря соответствует мозаичное распределение типов земной коры. Единство переходной зоны доказывает ее весьма высокой сейсмичностью. Здесь располагаются эпицентры землетрясений средних глубин (40—300 км) и землетрясения с глубиной очагов до 720 км. Очаги землетрясений размещаются местами в пределах фокальной зоны, наклоненной под соседние материи. Толщина фокальной зоны колеблется от 50 до 300 км. Углы наклона до 60°.

Рассматривая островные дуги как важнейший структурный элемент переходной зоны, автор не отбрасывает известной концепции, разделяемой многими исследователями (М. С. Марковым, М. В. Муратовым, Ю. М. Пушаровским, Г. Б. Удинцевым, А. Л. Яншиным и др.), что островные дуги вместе с глубоководными желобами относятся к ранней стадии развития геосинклинальных систем. Однако для них свойственны многие специфические особенности. Повсюду прослеживается утонение земной коры от континентов к океану через переходную зону. В том же направлении происходит нарастание положительных значений аномалий силы тяжести с редукцией Буге. Вместе с этим дифференциация локальных форм и неоднородность строения земной коры в пределах переходной зоны установлены весьма отчетливо (табл. 14).

Чередование блоков с разнотипной корой согласуется с приуроченными к ним гравитационными и магнитными аномалиями. В результате расчетов магнитных аномалий в переходной зоне (И. К. Туезов и др., 1967 г.) в ее пределах выделяются магнитовозмущающие тела, верхняя часть которых располагается в коре, а нижняя — в верхней мантии (см. рис. 19).

Магматизм переходной зоны специфичен и весьма сложен. Инициальный магматизм, связываемый обычно с геосинклинальным этапом развития островных и полуостровных сооружений, проявлен весьма интенсивно и разнообразно. Здесь известны подводные спилито-диабазовые комплексы, чередующиеся с кремнистыми осадками, имеющими общую мощность 3000—5000 м. Характерны интрузии ультрабазитовой и ультрабазитово-габбровой магмы. На западной периферии Тихого океана прослеживаются перидотитовые (по Г. Хессу) или точнее ультрабазитовые пояса. Они известны в Каряк-

ском нагорье, на Камчатке и Восточном Сахалине, на Японских островах, островах Рю-Кю, Филиппинских и Зондских, на Новой Гвинее и Соломоновых островах. Совместно с гипербазитами встречаются, возможно, комагматичные с ними интрузии габбро, габбро-диоритов, диоритов, кварцевых диоритов и иногда плагиогранитов. Любопытно отметить, что даже на наиболее выдвинутых к собственно океаническим структурам Тихого океана островах Фиджи обнаружены (W. R. Dickinson, 1966 г.) содержащие биотит роговообманковые тоналиты, местами переходящие в роговообманковые диориты. Встречаются небольшие штоки габбро. Этот пояс распространения гипербазитов является образованием планетарного масштаба, отмечающим трансрегиональную систему разломов — крупнейших дислокаций Западно-Тихоокеанского линеймента, ограничивающего Тихоокеанскую впадину (М. И. Ициксон, 1964 г.).

Магматизм поздних стадий развития островов переходной зоны характеризуется некоторым ослаблением интрузивного магматизма. С конца олигоцена и в течение почти всего неогена происходило формирование эффузивных и субвулканических образований пород щелочно-известковой (андезито-базальтовой) серии и, в весьма ограниченном объеме, наземной липаритовой формации. Синхронные магматические образования районов более ранней консолидации представлены интрузивами и экструзивами щелочных и субщелочных пород (ийолит-уртиты, шонкиниты, лейцитовые трахиты, кринаниты, эсекситовые диабазы, монцониты, снениты). Они известны в западных районах п-ова Камчатка и о-ва Сахалин.

Для переходной зоны свойственны плиоцен-антропогеновые вулканические дуги, составляющие цепь действующих и недавно потухших вулканов «огненного пояса» Тихого океана, характеризующегося излияниями преимущественно андезитового или андезито-базальтового состава. Это так называемая «андезитовая граница» Тихого океана. Андезитовая граница (или андезитовая линия) отделяет область распространения пород «континентального типа» и область преимущественно андезитового вулканизма от океанической впадины с развитием пород «океанического типа». Эта граница особенно четко намечается цепью кайнозойских и отчасти современных вулканических сооружений, прослеживающихся вдоль Алеутской дуги, Камчатки, Курильской и Японской островных дуг, Филиппин, о-ва Палау, вдоль берега Новой Гвинее на протяжении более 11 000 км; далее она наблюдается и вдоль впадин Тонга и Кермадек, а также в Новой Зеландии. На всем своем огромном протяжении андезитовая линия занимает весьма четкое положение в переходной зоне, являясь устойчивым звеном в общей системе геологических явлений и объектов, отмечающих эту зону. Вулканические цепи андезитовой линии тесно связаны в своем развитии с системой глубоководных впадин и островных дуг и поясом высокой сейсмичности.

Со стороны континента граница переходной зоны обрамляется горными цепями, существенно сложенными мезозойскими и кайно-

Зоны	По И. П. Косминской и др. (1964 г. с изменениями) и по Б. А. Андрееву и др. (1968 г.)		По П. Н. Кропоткину (1962 г.)	По Г. Б. Удичеву и А. Л. Яншину (1966 г.)
	Тип коры, мощность	Слои		
Континент	Континентальный 20—70 км	Три слоя: 1) О 2) «β» 3) «γ»	Континентальная кора Н=15—40 км Δg от +100 до -100 мгл	Континентальная кора
	Субконтинентальный Н=15—20 км	Два слоя: 1) О 2) «γ» — «β»	Кора внутренних морей Н=20—30 км Δg от +200 до -50 мгл  Глубокие части окраинных морей Н=7—25 км Δg от +50 до +400 мгл	Внутренних хребтов островных дуг и одиночных островных дуг О—1,6—1,7; до 1 км «β»—6,4—6,7 Н=15—20 км Mt—7,7—8,3; Н=15—20 км

Переходная зона от континента к океану	Субокеанический Н=10—15 км	Два слоя: 1) мощный О 2) «β»	Кора материкового склона и подводных хребтов Н=10—20 км Δg от +50 до +200 мгл  Кора глубоководных желобов Н=5—17 км Δg > +250 мгл	Геосинклинальных котловин Тихоокеанского пояса О—1,6—2,3; 2—6 км «β»—6,1—6,7 Н=6—10 км Mt—8,0—8,3; Н=10—15 км Геосинклинальных котловин Альпийского пояса О—1,6—3,5; 5—20 км «β»—6,4—6,8 Н=10—20 км Mt—8,2—8,4; Н=20—40 км
Океан	Океанический Н=10—15 км	Два слоя: 1) маломощный О 2) «β»	Кора глубоких частей Мирового океана Н=3—15 км Δg от +150 до +450 мгл	Океаническая кора

О — осадочный; «γ» — гранитный; «γ», «β» — гранитно-базальтовый неразделенный; «β» — базальтовый; Δg — сила тяжести в редукции Буге; Н — суммарная мощность коры. Скорость продольных сейсмических волн в км/сек (например — 1,6); Mt — мантия.

## Элементы структур островных дуг

**Р. Ван Беммелен** (1954 г.)  
 Тыловой прогиб  
 Вулканическая внутренняя дуга  
 Внутренний прогиб  
 Невулканическая внешняя дуга  
 Передовой прогиб  
**П. Н. Кропоткин, К. И. Шахварстова**  
 (1965 г.)  
 Тыловой прогиб  
 Впадина глубоких окраинных морей  
 Островные дуги:  
 1) внутренняя геоантиклиналь  
 2) внешняя геоантиклиналь  
 Глубокие океанические желоба  
**О. К. Леонтьев** (1968 г.)  
 Глубоководные котловины окраинных морей  
 Островные дуги  
 Глубоководные желоба

**Г. Б. Удинцев, А. Л. Яншин** (1966 г.)  
 Геосинклинальные котловины краевых морей  
 Внутрикотловинные геоантиклинали  
 Геоантиклинали островных дуг;  
 1) одинарные островные дуги  
 2) двойные островные дуги  
 Глубоководные океанические геосинклинальные желоба:  
 1) периферические, на океанической стороне островных дуг  
 2) внутренне, в пределах глубоководных котловин  
**Г. М. Власов** (1968 г.)  
 Тыловой (краевой) прогиб  
 Внутренняя вулканическая дуга  
 Центральная депрессия  
 Внешняя складчатая дуга  
 Фронтальный прогиб  
**Д. Е. Кариг** (1971 г.)  
 Подводная дуга  
 Междугутовой бассейн  
 Фронтальная дуга  
 Глубоководный желоб

зойскими вулканитами наземного происхождения. Полосы таких вулканитов отчетливо намечаются по окраине материка Азии от Чукотского полуострова до Индокитая. Прерывистые цепи вулканитов того же возраста (континентальных, отчасти морских) прослеживаются вдоль восточного побережья Тихого океана в пределах западной окраины Северной и Южной Америки.

В Азии крупнейшие, планетарного масштаба, вулканогенные пояса Тихоокеанского кольца существенно андезито-риолитового и андезитового состава ограничивают с обеих сторон динамичный блок перестраивающейся коры. Они отмечают важнейшие, принципиального характера рубежи, отделяющие глубоководный Тихоокеанский бассейн с корой океанического типа от материка Азии с корой континентального типа. Это западное (тыловое) ограничение переходной зоны, примыкающее к континенту, отмечено системой пограничных окраинноматериковых разломов, фиксирующихся гравитационной ступенью и возникшим на их основе Восточно-Азиатским вулканогенным поясом. К восточному ограничению зоны тяготеют пояса сейсмичности, глубоководные впадины, островные дуги и вулканический пояс «андезитовой линии» (Власов, 1965; Ротман, 1968).

## островных дуг и переходных зон

Типы островных дуг	Переходные зоны
<p><b>В. В. Белоусов, Е. М. Рудич (1960 г.)</b>  Островные дуги I рода  Островные дуги II рода  <b>В. Е. Хаин (1964 г.)</b>  Юные островные дуги  Зрелые островные дуги</p>	<p><b>Д. Г. Панов (1963 г.)</b>  Переходная геотекстура:  а) материковый склон  б) океаническое плато  в) геосинклинальные моря:  1) окраинноматериковые  2) межматериковые архипелаговые</p> <p><b>О. К. Леонтьев (1968 г.)</b>  1. Западно-Тихоокеанский тип, состоящий из глубоководных котловин, островных дуг и глубоководных желобов (с подтипами — курильским, японским и марианским)  2. Восточно-Тихоокеанский тип, включающий глубоководные желоба и молодые горные цепи, обращенные в сторону океана  3. Индонезийский тип, состоящий из расчлененных глубоководных котловин, петлевидно изогнутых островных дуг и глубоководных желобов с внешней стороны дуг и внутри зоны  4. Средиземноморский тип, отличающийся реликтовым характером глубоководных котловин и слабой выраженностью глубоководных желобов</p>

В Австрало-Новозеландском регионе западную границу переходной зоны можно провести вдоль Большого барьерного рифа, приуроченного к зоне крупного пограничного регионального разлома и далее на юг по границе глубоководной котловины («Tasman abyssal plain»).

Граница переходной зоны со стороны Американского континента менее определена. О. К. Леонтьев относит к рассматриваемой зоне глубоководные желоба (Центрально-Американский и Атакамский) и сопряженные с ними окраинноконтинентальные молодые горные цепи Анд. По мнению автора, переходная зона вблизи побережья Южной Америки чрезвычайно узка и ограничена глубоководными желобами. На севере она выклинивается в южной части Калифорнийского залива. Крутые склоны Анд, обращенные к океану, нельзя отделять от всей системы горных сооружений окраин материка. Поэтому они в переходную зону не должны включаться.

В пределах переходной зоны имеются многочисленные и разнообразные структурные элементы, номенклатура которых еще не устоялась (табл. 15). Выделяется следующая триада: 1) котловина окраинного глубоководного моря, 2) островная дуга и 3) глубоководный желоб. В пределах котловин наблюдаются поднятия раз-

ного типа. Из них наиболее протяженными являются геантиклина-  
ли типа Кюсю—Палау с вулканическими островами; меньшими по  
размеру — подводные системы, не увенчанные вулканическими ост-  
ровами (например, подводный хребет Ширшова), и, наконец, в виде  
вытянутых овалов или изогнутых дугообразных подводных возвы-  
шенностей выделяются подводные вулканические горные группы ти-  
па Ямато, Бауэрса и др.

### СИСТЕМЫ ОСТРОВНЫХ ДУГ

При полном развитии эти структуры представляют одинарную или  
двойную, реже тройную цепи островных, а также обычно и подвод-  
ных возвышенностей, глубоководного желоба, расположенного с  
внешней (океанической) стороны дуги, и глубоководных котловин  
краевых морей.

Для большинства островных дуг в настоящее время характерны  
высокая сейсмическая активность и вулканизм. Осадконакопление  
в пределах современных островных дуг линейно-зональное, с резкой  
изменчивостью типов осадков вкrest простираения зоны и устойчи-  
востью вдоль их простираения. Существенно преобладают осадки  
терригенные, вулканогенные, биогенно-кремнистые и карбонатные  
(в тропической зоне). На крутых склонах поднятий развиты подвод-  
ные оползни и отложения суспензионных потоков. К системам ост-  
ровных дуг приурочено большинство действующих вулканов Земли.  
Вулканы преимущественно располагаются на внутренних дугах,  
обращенных в сторону континента (табл. 16). Они имеют андезитов-  
ый и андезито-базальтовый (известково-щелочной) состав лавовых  
излияний, варьирующий в широком диапазоне от оливиновых ба-  
зальтов до риолитов. Стрoение тектоносферы в островных дугах по  
геофизическим данным весьма сложное. Наблюдаются резко выра-  
женная контрастность и дифференцированность физических свойств  
коры, а также изменчивость ее мощности и состава. Наблюдается  
чередование клиньев и блоков различных типов коры от континен-  
тального до океанского со всеми промежуточными подтипами. В  
верхней мантии под островными дугами установлено наличие двух  
и более (до четырех) слоев пониженных сейсмических скоростей. В  
зоне развития островных дуг происходят многочисленные разрывы,  
сопровождающиеся землетрясениями, очаги которых составляют  
фокальную зону, погружающуюся под континент. Системы остров-  
ных дуг обычно относят к современным геосинклиналям. Различа-  
ются островные дуги зрелые и молодые. К первым принадлежат  
дуги Индонезийская, Филиппинская, Японская, Хоккайдо-Сахалин-  
ская, Камчатская, а также Антильская и др. В зрелых островных  
дугах наблюдается структурный комплекс, состоящий из фрагмен-  
тов ранее существовавших сложно построенных складчато-глыбо-  
вых сооружений, прошедших через два или более цикла геосинкли-  
нального складчатого развития разобщенных и переработанных мо-  
лодыми (кайнозойскими) и современными тектоническими движе-

Сравнительная характеристика внутренних и внешних зон двойных островных дуг северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса (по Г. М. Власову, 1965 г., с сокращениями)

Главные особенности		З о н ы	
		внутренние (ближайшие к материку)	внешние (полегающие к океану)
Формационные ряды		Спилито-кератофировая, андезитовая, вулканогенная, молассовая (среднего и кислого состава); платобазальты	Терригенная (песчано-сланцевая), спилито-кератофировая, флишевая, молассовая, платобазальты
Магматические проявления	Эффузивные	Подводные излияния основных лав, сменяющиеся андезитовым вулканизмом островных дуг, а затем континентальными извержениями кислых лав, туфов, игнимбитов, пемз. После складкообразовательных движений — кратковременные излияния основных лав	Преимущественно подводные излияния основных лав; в последующем незначительное развитие субаэральных извержений вулканических продуктов среднего и кислого состава.
	Интрузивные	Гранодиориты, диориты, монциты (много небольших субвулканических массивов). Обилие экстрезивных куполов	Ультраосновные интрузии, габбродиориты, диориты, сиениты (сравнительно редкие тела)
Преобладающие постмагматические изменения пород		Вторичные кварциты (преимущественно сернокислого ряда). В глубинных условиях — пропилитизация	Пропилитизация
Структура		Пологое сводообразное поднятие, нарушенное разломами. Отчетливая связь с глубинными разломами	Складчатая с надвигами, связанная с глубокими разломами, уходящими в мантию.
Полезные ископаемые	Эндегенные	Mo, Cu, полиметаллические руды, Au и Ag, Hg, Sb, As, S	Fe, Cu, Cr, Ni, Co, Pt, асбест
	Осадочные и эффузивно-осадочные	?	Гематит-кремнистые руды, марганцевые руды, бентониты
Примеры		Центрально-Камчатская вулканическая зона, Большая Курильская дуга, внутренняя зона Северо-Восточной Японии	Восточная Камчатка, Малая Курильская дуга, внешняя зона Юго-Западной Японии

ниями. Так, например, в Японской островной дуге в юго-западной части о-ва Хонсю отчетливо прослеживается герцинский структурный комплекс, на Филиппинских островах известны чрезвычайно сильно деформированные доюрские образования, то же относится к Индонезии, Новой Гвинее, Новой Зеландии и другим зрелым островным дугам.

Молодые островные дуги составляют протяженные гирлянды относительно небольших островов, сложенных юными кайнозойскими (послепалеогеновыми) породами, покоящимися на цоколе из более древних, существенно верхнемезозойских и палеогеновых образований. К ним относятся Курильская (рис. 14) и Алеутская дуги\* в северо-западной и северной частях Тихого океана и дуги Бо-

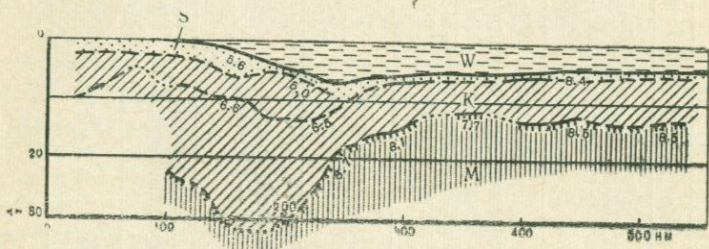


Рис. 14. Разрез через Курильскую островную дугу. По Н. А. Беляевскому (1969). Условные обозначения см. рис. 1.

нин-Марианская и Меланезийская в западной и юго-западной его частях, а также, вероятно, вулканическая дуга Малых Антильских островов.

Глубоководные котловины (глубоководные впадины, геосинклинальные котловины) окраинных морей имеют площадь от 0,6 до 5 млн. км<sup>2</sup> (Филиппинская—4,8 млн. км<sup>2</sup>, Берингоморская—1,1 млн. км<sup>2</sup>, Колумбийская и Венесуэльская—1,2 млн. км<sup>2</sup>). Это обширные депрессии шириной от многих десятков до нескольких сотен километров, а длиной не менее нескольких сотен километров. Глубины котловин колеблются в широких пределах—от 3,5—4 до 6,5—7,5 км. Дно глубоководных котловин на больших участках выровнено и сходно с абиссальными равнинами океанов. Однако не исключено, что под осадочным чехлом находятся раздробленные глыбы фундамента. Так, например, в Центральной котловине Японского моря известны изолированные подводные вулканы. В середине южной части этой котловины находится возвышенность Ямато. Относительно сложное расчленение дна наблюдается в котловине Карибского моря и море Скотиа (рис. 15).

\* Ксенолиты из лавовых излияний вулканов Больших Курильских островов частью сложены гранулитами, по-видимому, имеющими древний возраст. На о-вах Адек, принадлежащих к Алеутской островной гряде, найдены пермские и юрские отложения. — *Прим. ред.*

По периферии котловин обычно прослеживаются крутые, нередко сейсмически активные склоны, на которых развиты суспензионные потоки. Гравитационное поле с редукцией Буге в пределах глубоководных котловин положительное. Оно имеет сходство с полем силы тяжести океанских плит (талассопленов). Так, в Филиппинской котловине отмечаются аномалии в  $+400$  мгл. В большинстве других котловин гравитационные аномалии достигают  $+200$ — $+250$  мгл.

Магнитное поле глубоководных котловин изучено недостаточно. В Японском море в Центральной глубоководной котловине (М. Красный, 1969) наблюдается заметное преобладание отрицательных магнитных полей над положительными.

Последние обычно более или менее изолированы. Их интенсивность достигает  $500$  гамм. Часть из них явно тяготеет к периферии котловины, вдоль границ которой они образуют протяженные аномальные зоны.

Земная кора в глубоководных котловинах субокеанского типа. В них наблюдается осадочный слой изменчивой мощности, полностью отсутствует «гранитный» слой и умеренной мощности (8—10 км) «базальтовый» слой. Так, глубоководная котловина Японского моря (Милашин и др., 1968) имеет осадочный слой, который разделяется на две толщи. Верхняя — содержит 8—10 отражающих границ, протяженностью 10 км и более, и имеет мощность 0,7 км. В нижней толще всего 3—5 отражающих границ, мощность ее 0,8—1,0 км. Границы

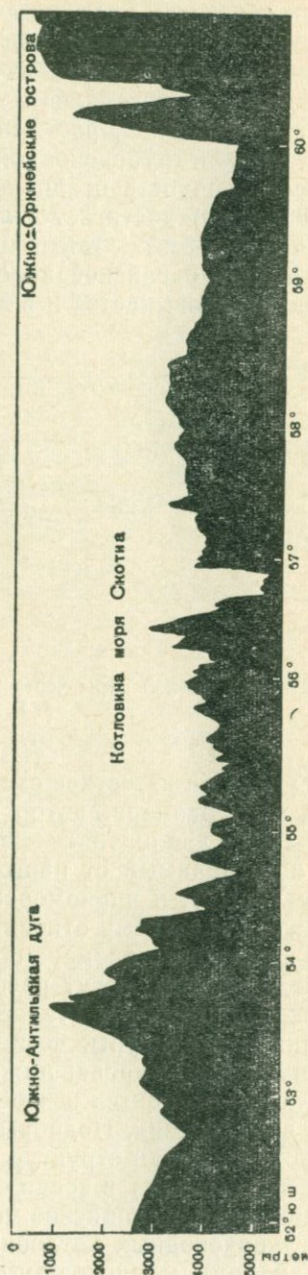


Рис. 15. Батиметрический профиль дна моря Скотия между островом Южная Георгия и Южными Оркнейскими островами. По И. К. Авилу, Д. Е. Гершановичу (1969)

внутри толщ располагаются почти повсюду горизонтально. Лишь в одном случае намечено пологое антиклинальное поднятие. В основании осадочного слоя отмечена опорная поверхность, характеризующаяся падениями под углами  $5-7^\circ$ . Она образует пологие обширные перегибы с амплитудой до  $0,5-0,6$  км. Предполагается, что эта опорная поверхность отвечает поверхности «базальтового» слоя с граничными скоростями  $6,4-6,6$  км/сек.

В Алеутской глубоководной котловине (Sholl et al., 1966) Берингова моря мощность осадочного слоя (скорость продольных волн  $2,1-2,9$  км/сек) достигает  $4$  км. Залегающий ниже слой со скоростями  $3,2-5,5$  км/сек имеет мощность  $2,5-4$  км; ниже идет слой с «нормальной» океанской корой мощностью  $3,5-7,0$  км. Сходная картина вырисовывается и в Мексиканском заливе (рис. 16).



Рис. 16. Разрез земной коры через Мексиканский залив. По Юингу и др. (из J. L. Worzel, 1969)

Вертикальный и горизонтальный масштаб в километрах

Несмотря на известное сходство коры в глубоководных котловинах разного размера, автор считает необходимым различать по крайней мере два их типа—филиппинский с абиссальными холмами, почти не отличимый от настоящих океанских равнин-талассопленов (см. ниже), и япономорский—с более резко выраженным рельефом. К последнему относятся глубоководные котловины сравнительно небольшого размера обычно с явно наложенными границами. Первые, вероятно, могут рассматриваться как крупные останцы океанской платформы (талассократона), а вторые—как новообразованные структуры, возникшие при энергичных тектонических движениях, сформировавших островные дуги. К япономорскому типу котловин относится и небольшая по размерам котловина моря Банда в Индонезии. Подобные «микроокеаны» (Деменицкая, 1967) расположены среди структур с субконтинентальной корой (в системах островных дуг) и среди структур континентального типа (Средиземное море, Каспийское море).

В глубоководных котловинах заметное место принадлежит линейно вытянутым, иногда дугообразно изогнутым подводным поднятиям, возможно заслуживающим выделения в самостоятельную

группу структур. Эти поднятия (их обычно называют геантиклинальными) имеют протяженность в многие сотни километров.

Намечается три типа подводных поднятий: 1) погруженные ниже уровня моря складчатые или складчато-глыбовые системы; 2) подводные геантиклинальные валы и 3) поднятия существенно вулканогенного происхождения. К первому типу, вероятно, относится поднятие Ширшова в западной части Берингова моря (Д. Е. Гершанович, 1969 г.). Это поднятие вытянуто в меридиональном направлении на 700 км. Его вершинная поверхность опускается к югу с 600—1000 м глубины до 1700—2000 м. Северная и центральная части поднятия слабо расчленены. Существуют предположения о субконтинентальном характере коры в пределах поднятия Ширшова. Сходную структуру, вероятно, имеет хребет Беата, разделяющий Колумбийскую и Венесуэльскую котловины Карибского моря. Второй тип представлен геантиклинальным валом Кюсю-Палау (Филиппинское море), покоящимся на широком сводовом поднятии; его длина 3000 км, ширина 90 км. По своим морфологическим особенностям и некоторым другим признакам (асейсмичность, отсутствие активных вулканов) поднятие Кюсю—Палау напоминает глыбовые океанские хребты (Г. Б. Удинцев, А. Л. Яншин, 1967 г.). В нем так же как и в последних, известны хорошо выраженные крупные блоки и вулканические пики. Третий тип внутрикотловинных поднятий известен в Японском море. К нему принадлежит возвышенность Ямато, состоящая из двух хребтов, разделенных депрессией. В аномальном магнитном поле (М. Красный, 1969) эта возвышенность выделяется значительной дифференцированностью положительных аномалий. Ширина их от 1—2 до 25—30 км и интенсивность до 500 гамм. Магнитовозмущающие объекты залегают неглубоко (I горизонт — 0,0—0,5 км; II — 1,0—3,5 км и III — 6,5—7,0 км). Возможно, надбазальтовый слой здесь вулканического происхождения. К этому же типу относится хребет Бауэрса в Беринговом море. Строение земной коры в пределах перечисленных положительных структур, судя по далеко неполным данным, субконтинентальное.

Глубоководные желоба (глубоководные океанические геосинклинальные желоба, по Г. Б. Удинцеву и А. Л. Яншину, 1966 г.) — это сильно вытянутые, в плане дугообразные (Алеутский, Пуэрто-Рико), слегка изогнутые (Курило-Камчатский, Центрально-Американский) или реже прямолинейные (Тонга, Филиппинский) узкие асимметричные прогибы, активно развивающиеся вдоль разломов в периферических частях талассократонов. Они составляют обычно часть системы островных дуг, наиболее приближенную к океану. В этой системе они могут быть выражены очень резко (например, Алеутский, Курильский, Филиппинский и другие глубоководные желоба) либо слабо (желоба Кюсю, Новогвинейский и др.). Иногда глубоководные желоба располагаются не с обращенной к океану стороны островной дуги, а лежат в пределах глубоководной котловины краевого моря (желоба моря Банда, в Южно-Китайском море к западу от о-ва Лусон). Не менее характерны глубоководные

желоба, примыкающие непосредственно к континенту (Перу-Чилийский и др.). Глубина глубоководных желобов колеблется от 5 до 11 км. В Марианском желобе отмечена рекордная глубина — 11,022 км. Длина крупных желобов составляет тысячи километров (2000—4000 км), ширина желоба, измеряемая по изобате, от 6,5 км — до нескольких десятков километров. Дно глубоководного желоба является зоной относительно интенсивного (по сравнению с океаном) осадконакопления. Мощность рыхлого осадочного покрова на дне достигает 2—3 км, на океанских склонах желоба — значительно меньше. Поперечный профиль желобов асимметричен. Он имеет форму, близкую к грабенообразной. Склоны его крутые. Там,

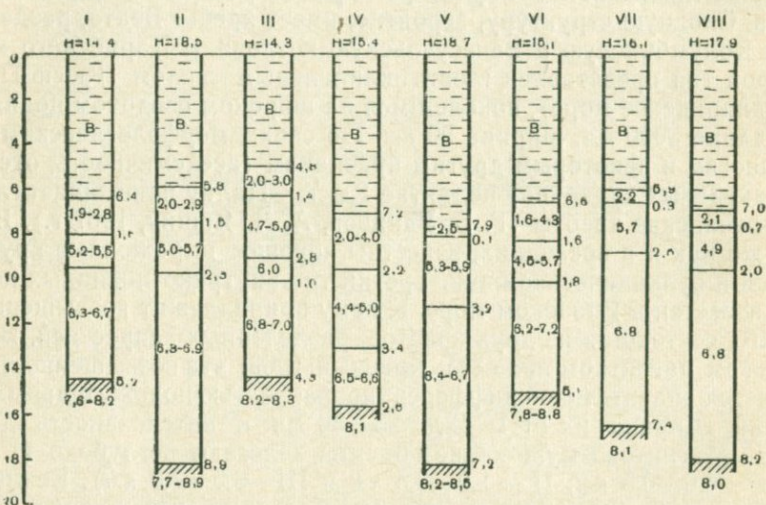


Рис. 17. Разрезы земной коры (I—VIII) глубоководных желобов.  
По А. П. Милашину (1968)

В — вода; цифры справа от колонок — мощности отдельных слоев в км; цифры внутри колонок — скорости продольных волн в км/сек  
I — Алеутский, II — Курило-Камчатский, III — Марианский, IV — Рюкю, V — Тонга, VI — Пуэрто-Рико, VII — Центрально-Американский, VIII — Перу-Чилийский

где они совпадают с разломами, — уступообразные, отвесные. В наиболее глубоких частях желобов находится узкая (5—20 км) полоса плоского аккумулятивного дна. Склон глубоководного желоба, обращенный в сторону островных дуг, обладает особо высокой сейсмической активностью, при этом близкие к поверхности очаги землетрясений группируются в вертикально ориентированной зоне. Строение земной коры под глубоководными желобами показано на рис. 17. Оно отличается сложностью и наличием слоев с сейсмическими скоростями, близкими то к субконтинентальному, то к субокеаническому типам. Исследование Курило-Камчатского желоба показало, что его подстилают субконтинентальный (со стороны Курильских островов) и океанский (со стороны Тихого океана)

типы коры. Мощность базальтового слоя под осью желобов достигает 7—9 км.

Глубоководные желоба, несмотря на существующее представление о них, как о современных геосинклинальных прогибах, — структуры особого рода. Их тектоническая специфика только начинает познаваться геофизическими и другими методами. Для них характерны: сбросовые ступени, флексурные перегибы, локальные горсты и грабены; оползни и обвалы; сочетание слоистых и неслоистых «сгруженных» мутьевых осадков и вулканитов. Нередко наблюдается резкое различие геологических процессов на внешнем океаническом и внутреннем континентальном или островном склонах. Присутствуют отдельные вулканические конусы. Вероятно, недалеко то время, когда тектонисты выделяют элементы глубоководных желобов и дадут им свои названия. Время заложения некоторых (а может быть, и большинства) глубоководных океанических желобов, возможно, относится к мелу — периоду, когда в западной Притихоокеанской области произошли крупнейшие разломы, сопровождавшиеся внедрением (или выдавливанием) серпентинитов. Тектоническая активность глубоководных желобов часто проявлялась в течение всего кайнозоя и сохраняется и в настоящее время. Многие геологи высказывают мысль о значительной древности глубоководных желобов, ограничивающих с запада собственно Тихоокеанскую геотектоническую зону.

Гипотез о происхождении глубоководных желобов несколько. Предполагают, что они образовались либо в результате растяжения земной коры, либо крупного надвига или сброса (сбросовый грабен). Хорошо известны также представления о связи глубоководных желобов с нисходящими ветвями конвекционных потоков. Недавно Дж. Л. Уэрзел\* (1969 г.) подробно осветил вопрос о происхождении глубоководных желобов. По его мнению, небольшое расширение коры и сбросовое погружение узкого блока (или клина) коры могут вызвать возникновение глубоководного желоба и пояса отрицательных аномалий силы тяжести (с редукцией за свободный воздух).

Еще в начале XX столетия в палеогеографических построениях Ч. Шухерта бордерленды (border — окраина, land — страна) описывались как части суши с ясно выраженной тенденцией к неравномерному поднятию. Временами это были области, откуда поступал в море обломочный материал. Сейчас представление о бордерлендах усложнилось. Под ними в настоящее время понимают особый тип структур переходной зоны, выделенный геологами и океанологами США вблизи Южной Калифорнии. Для этого участка подводной окраины континента предлагалось несколько названий: континентальная окраина (continental margin), предконтинент (pre-continent), континентальный бордерленд (continental border land). Во время дискуссии на Международном коллоквиуме в Нице в 1955 г.

\* Фамилии, переведенные с английского языка, в наших изданиях не унифицированы. В одних изданиях Worzel переведен как Ворцель, в других — как Уорзел, в третьих — как Уэрзел. — Прим. автора.

(см. сборник «Рельеф и геология дна океанов», 1964 г.) вопрос о необходимости выделения особого калифорнийского типа подводного рельефа вызвал разногласия. Рельеф бордерленда весьма сложен. Это по существу затопленная складчато-глыбовая горная страна,

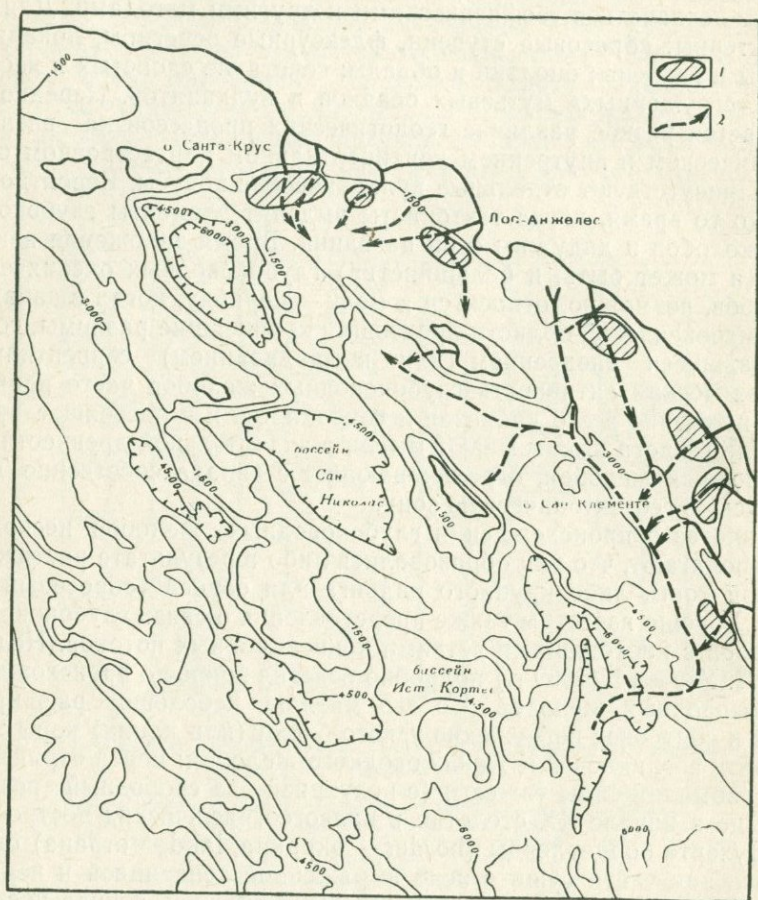


Рис. 18. Подводный рельеф бордерленда Южной Калифорнии (по К. О. Эмери (1954), с упрощением). Сечение изобат в футах  
1 — зоны подводных дельт; 2 — вероятные направления мутьевых потоков

напоминающая некоторые подводные окраины систем островных дуг Восточной Азии и Западной Атлантики. Ширина бордерленда достигает 250—280 км, длина 500—600 км. На батиметрической карте, составленной К. О. Эмери (1954) — рис. 18, хорошо видно, что в составе бордерленда различаются вытянутые в северо-западном направлении продольные поднятия и погружения (бассейны), расчлененные поперечными ложбинами. По данным глубинного сей-

смического зондирования в пределах бордерленда (в направлении от континента к океану) континентальная кора на протяжении 300 км уменьшается от 31 до 18 км, что свидетельствует о наличии здесь широкой зоны коры переходного типа. Эти данные, а также

Таблица 17

Сравнительная характеристика геологической истории Южнокалифорнийского бордерленда и Хоккайдо-Сахалинской островной дуги

Южнокалифорнийский бордерленд (по К. О. Эмери, 1964 г.)	Хоккайдо-Сахалинская островная дуга
Q <sub>1</sub> — признаки складкообразования N <sub>2</sub> —Q <sub>1</sub> — мощная толща сланцев (банка Коронадо)	Q <sub>1</sub> — отложения террас, местами с пепловыми и туфогенными прослоями
N <sub>1</sub> <sup>3</sup> — осадочные толщи с фосфоритами (острова и мели)	N <sub>1</sub> <sup>3</sup> — осадочные толщи морские, иногда континентальные
N <sub>1</sub> <sup>2</sup> — вулканогенные образования (туфы и слои пепла, дайки)	N <sub>1</sub> <sup>2</sup> — морские и вулканогенные (лавы и туфы) отложения
N <sub>1</sub> <sup>1</sup> — морские отложения (сланцы с тонкими кремнистыми прослоями)	N <sub>1</sub> <sup>1</sup> — мощные морские и вулканогенные отложения, нередко кремнистые опоквидные туфодиазомиты
P <sub>3</sub> — морские (на севере) и континентальные отложения	P <sub>3</sub> — морские, реже континентальные отложения
P <sub>1-2</sub> — местами поднятия, размыв	P <sub>1-2</sub> — грубообломочные, нередко угленосные толщи, местами поднятия, размыв
K <sub>2</sub> — морские отложения	K <sub>2</sub> — мощные морские эв- и миогеосинклинальные отложения
K <sub>2</sub> — поднятия, складчатость и метаморфизм	K <sub>1</sub> <sup>2</sup> — поднятия, складчатость и метаморфизм
J <sub>3</sub> —K <sub>1</sub> — геосинклинальный прогиб, выполненный мощными толщами осадочных и вулканогенных пород	J <sub>3</sub> —K <sub>1</sub> — геосинклинальный прогиб, выполненный мощными осадочными и вулканогенными породами остринской и хойской свит и их аналогами на о-ве Хоккайдо

сведения о геологической истории бордерленда, излагаемые К. О. Эмери (табл. 17), противоречат представлениям Г. Менарда (1966, стр. 242), что бордерленд Нижней Калифорнии и Северной Мексики «...напоминает маленький шельф, разбитый сбросами на мелкие острова и котловины». Нельзя также относить бордерленды к генетическим типам рельефа материкового склона (А. Г. Панов, 1963 г.).

По геологическим особенностям и геологической эволюции бордерленды являются погруженными аналогами зрелых островных дуг. Хотя выделение бордерлендов как особых структур оправдано, имеются и противники их обособления. Как показано на табл. 17, история геологического развития Хоккайдо-Сахалинской островной дуги весьма близка к последовательности событий в Южнокалифорнийском бордерленде.

### КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ СКЛОНЫ

Существуют разные взгляды на место континентальных склонов в глобальных структурах Земли. Одни включают их в переходную зону от континента к океану, другие причлеляют к континентальным тектоническим сооружениям. Речь идет о структурах весьма крупных как по протяженности, так и по площади. Общая площадь, занимаемая континентальными склонами, составляет 12 млн. км<sup>2</sup>, континентального подножья — 22 млн. км<sup>2</sup>. Если добавить сюда, что континентальные склоны высоко оцениваются по перспективам нефтегазоносности (М. К. Калинин, 1969 г.), то придется признать незаслуженно малое внимание, которое уделялось до сих пор этим структурам.

Чтобы ответить на вопрос, куда следует относить континентальные склоны, обратимся к геофизическим данным. Исследование континентальной окраины Атлантического океана (Гайнанов, Корякин, 1967) показало, что при переходе от океана к континентам магнитное поле приобретает беспокойный характер. Аномалии  $\Delta T$  становятся резче и их амплитудные значения изменяются заметно сильнее, чем над талассоплечами. Из табл. 18 видно, что средние изменения амплитудных значений региональных аномалий  $\Delta T$  в переходных зонах примерно в два раза больше, чем в талассоплечах. Проведенные А. Г. Гайнановым расчеты глубин залегания нижних кромок магнитовозмущающих масс для Атлантического и Тихого океанов показали, что при переходе от материков к океанам формирование аномального магнитного поля обусловлено неоднородной намагниченностью вещества верхней мантии. Близкие результаты получены И. К. Туезовым и др. (1967) по структурам переходной зоны (в том числе и по континентальному склону) на крайнем Востоке СССР. По их подсчетам магнитовозмущающие тела здесь приурочены либо к верхней мантии, либо их нижняя кромка располагается в верхней мантии, а верхняя — в земной коре (рис. 19). Не менее показательны данные по аномалиям силы тяжести. А. Г. Гайнанов и Е. Д. Корякин указывают, что изоаномалы силы тяжести с редукцией Буге в пределах переходной полосы сгущаются и создается значительный гравитационный градиент. Так, например, юго-восточнее Рио-де-Жанейро эти аномалии изменяются от +268 до +75 мгл (19 этвеш). Все это свидетельствует о необходимости относить континентальные склоны к переходной зоне. Этому не противоречат имеющиеся немногие данные о мощности земной ко-

Изменение амплитудных значений региональных аномалий в переходных зонах  
(по А. Г. Гайнанову и Е. Д. Корякину, 1967 г., с сокращениями)

Переходная зона	Географический регион	Средняя амплитуда ( $\Delta T$ гамм)			
		Регионы			
		глубоководные	переходные (континентальный склон и др.)		
Североамериканская Южноамериканская	Галифакс (2) *	(4)	Среднее 240	560	
	Северное побережье			65	265
	То же			135	305
	Монтевидео			95	155
	Буэнос-Айрес			130	210
		Среднее 121	234		
Африканская	Кейптаун (4)				
	Фритаун (3)				
Антарктическая	Лютцов-Хольм (1)		Среднее 114	228	
				90	175

\* Число измерений.

ры (20—15 км для континентального склона). М. Уэрзел (1965) считает, что мощности земной коры 20—30 км, свойственные шельфам, на протяжении 100—150 км резко сокращаются (рис. 20 и 21). Обычно наиболее интенсивные изменения мощности коры наблюдаются в 30—50 км по обе стороны от изобаты 1800 м. Постепенное изменение мощности коры чаще отмечается в сторону океана, чем в направлении к материку. Магматизм континентальных склонов почти не изучен. Есть лишь сведения о выходах гранитов и базальтов. Континентальные склоны отличаются повышенной сейсмической активностью.

Сравнительно полное представление об особенностях континентального склона получено недавно американскими исследователями (Sholl, Buffington, Hopkins, 1966) и Д. Е. Гершановичем для Берингова моря и залива Аляска; краткая современная сводка сделана О. К. Леонтьевым (1968). При региональных различиях отдельных звеньев континентального склона, он в целом выступает в виде контрастной и сравнительно узкой пограничной планетарной зоны дна океана высокой тектонической подвижности. В пределах континентального склона сочетаются элементы линейные и блоковые. Последние заметно усложняют его строение (рис. 22). Склон в целом представляет собой опускающуюся от края шельфа наклонную, обычно расчлененную каньонами и долинами равнину, более крутую до глубины 2000—2700 м, со средними углами 3—8° (местами до 15—25°). Эта верхняя часть склона называется ма-

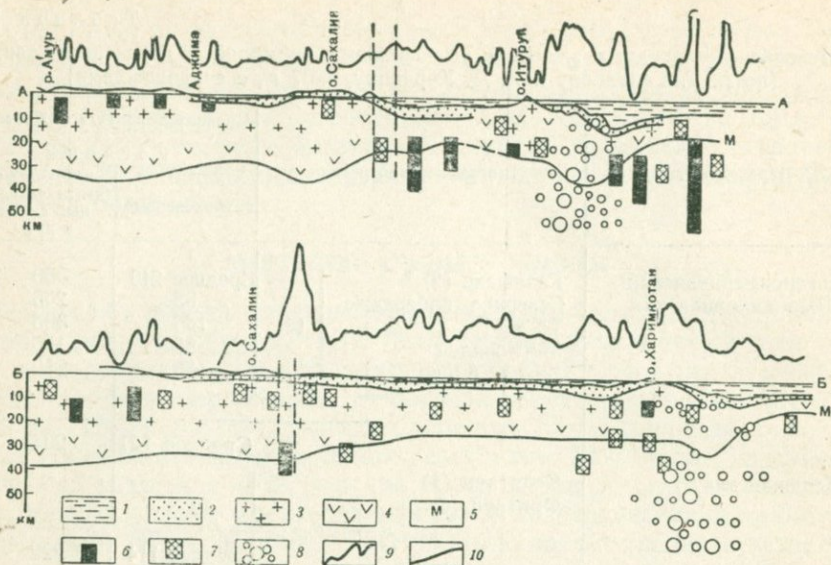


Рис. 19. Разрезы земной коры и размещение магнитоактивных тел по сводным разрезам: АА — Лесогорск на Сахалине — о-в Итуруп; ББ — южная оконечность о-ва Сахалин — о-в Харимкотан (по И. К. Туезову и др., 1967, с упрощением) 1—4 — слои земной коры (1 — вода, 2 — осадочный, 3 — «гранитный», 4 — «базальтовый»); 5 — граница Мохоровичича; 6—7 — магнитовозмущающие тела (6 — с известной глубиной залегания нижней кромки, 7 — с неизвестной глубиной залегания нижней кромки); 8 — гипоцентры землетрясений; 9 — кривые  $\Delta T_1$ ; 10 — граничные разломы

териковым уступом. Ширина уступа составляет обычно десятки километров. Основание склона — материковое подножье — окаймлено слабо волнистой равниной с уклоном от 0,1 до 0,001. Здесь наблюдаются значительные (2—3 км) мощности осадков. В пределах материкового подножья выклинивается «гранитный» слой земной коры. В заливе Аляски в пределах подножья известны вулканические подводные горы.

В хорошо изученном материковом склоне Атлантического побережья США до глубины 1800—2000 м наблюдаются довольно крутые (от 7 до 15°) откосы. Верхняя его часть нередко обнажена. Нижняя часть склона более отлогая. Поверхность склона расчленена подводными каньонами. Последние привлекли внимание океанологов и некоторые из них исследованы детально.

Постепенно отпали сомнения в тектонической природе континентальных склонов и они в настоящее время рассматриваются либо как гигантский флексурный перегиб («континентальная флексура» Ж. Буркара), либо как не менее крупная сбросовая дислокация (Ф. Шепард). При региональных различиях отдельных звеньев континентального склона, которые могут быть связаны с флексурами, сбросами и сбросо-сдвигами, в целом он составляет планетарный структурный пограничный линеament — зону приконтинен-

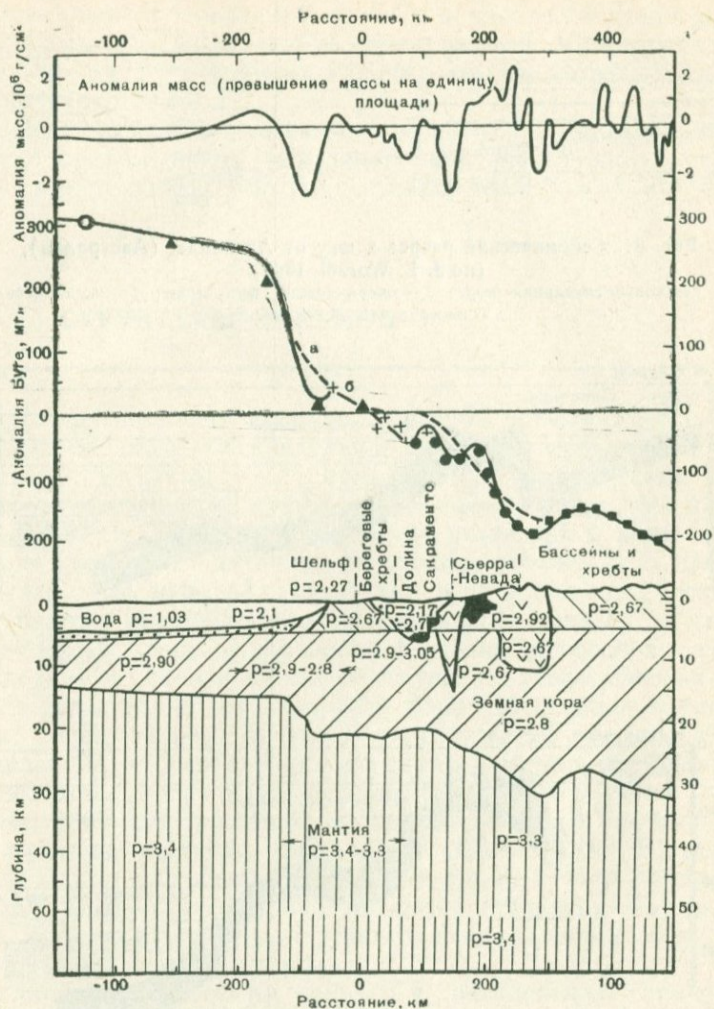


Рис. 20. Разрез земной коры через окраину материка близ Сан-Франциско. По J. L. Worzel (1965)

а — региональная аномалия силы тяжести; б — общая аномалия силы тяжести

тального опускания и активных тектонических движений. В этом отношении представляется справедливым предположение Г. А. Сафьянова (Леонтьев, 1968) о размещении подводных каньонов, расчленяющих континентальный склон, вдоль концентрически и радиально расположенных разрывов по отношению к центрам поднятий. Другими словами, формирование континентального склона — это особый тектонический процесс, развивающийся в сравнительно узкой зоне контрастного сочленения континентов и океанов, или (в частном случае) континентальных и островных поднятий и рядом

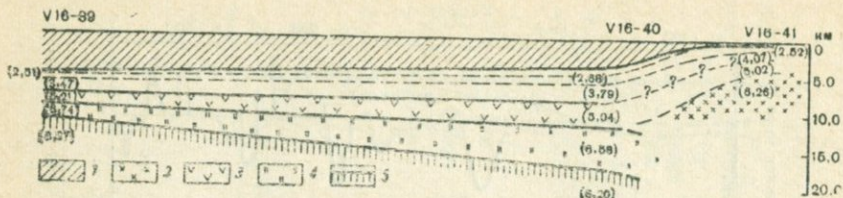


Рис. 21. Сейсмический разрез к югу от Аделаиды (Австралия), (по J. L. Worzel, 1968)

1 — вода; 2 — континентальная кора; 3 — океанический фундамент; 4 — океаническая кора; 5 — поверхность Мохоровичича

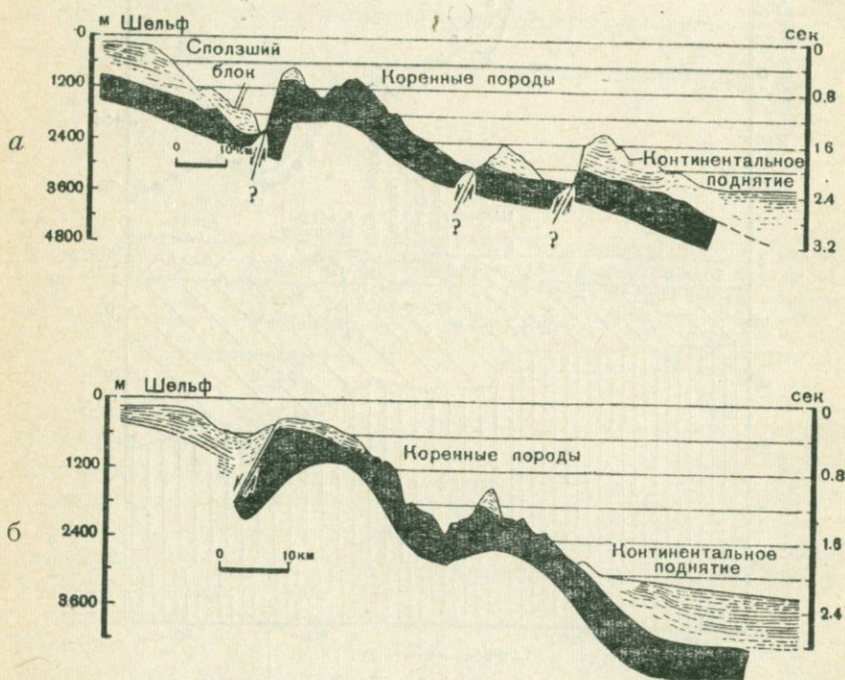


Рис. 22. Геологическая интерпретация сейсмоакустического профиля через Берингоморский континентальный склон (к западу от о-вов Прибылова). По D. W. Sholl, E. C. Buffington, D. M. Hopkins (1966)

а — Берингово море, б — залив Аляски

расположенных глубоководных впадин или глубоководных желобов. К этому нас приводят и немногие пока геологические и геофизические данные. На примере эволюции морфоструктур дна Берингова моря и залива Аляска (Д. Е. Гершанович, 1969 г.) показано, что для этого региона характерно, с одной стороны, расширение континентальной зоны в результате геосинклинального процесса, а с другой — вовлечение в приконтинентальные опускания и перестройку в структурные элементы переходной зоны вновь возник-

ших образований. Последний процесс предположительно связан с развитием материкового склона. Материковый склон при этом выступает как одна из наиболее существенных и активных структурных зон океанского дна.

Приведенные геологические и геофизические данные свидетельствуют о правомерности выделения континентального склона в группу самостоятельных пограничных структур.

## СТРУКТУРЫ ОКЕАНОВ

---

Наряду с континентами океанские впадины или короче океаны (от греческого *οκεανος* — беспредельное море) составляют важнейшие глобальные структуры Земли, обладающие специфическим глубинным строением и весьма сложным рельефом. Сейчас уже никто не сомневается, что особенности строения океанской и континентальной коры отражают различное их происхождение. А. П. Виноградов доказал, что дифференциация Земли на оболочки и геохимическая эволюция первичномантийного вещества привели к единому геологическому процессу образования океана, его особой океанской коры, водной и солевой массы. В результате геофизических исследований установлено, что для всей площади океанов характерны высокие положительные аномалии силы тяжести с редукцией Буге, превышающие +150 мгл. Под океанской корой мощность волновода (слоя пониженной вязкости) составляет около 300—350 км (под материками 100—150 км). Начинается волновод на глубине 50—60 км и распространяется до глубины 350—400 км. В основании океанской коры давление составляет не более 2 кбар, температура 150—200°. Границами океанов являются подножия материкового склона, а там, где проходят глубоководные желоба (см. выше), — их внешняя (океанская) сторона.

Эволюция тектоносферы привела к расчленению океанов на крупные стабильные, практически асейсмические области (талассократоны и в их пределах талассоплены) и области срединноокеанских подвижных поясов, включающих георифтогенальные системы. Эти пояса имеют огромную протяженность и значительную ширину, а также высокую сейсмичность. Океаны — это области грандиозного базальтового «наводнения». В этом отношении они, отдаленно конечно, напоминают платформы континентов с их массовым развитием в определенные этапы траппового (т. е. тоже базальтового) магматизма. Внутриокеанские вулканогенные пояса, обозначаемые на поверхности океанов цепочками островов, подводные нагорья, усеянные конусами вулканов, и десятки тысяч разбросанных по всему океану вулканических построек — все это создает особую величественную картину, которую можно видеть на картах дна оке-

## Термины и названия структур и географических подразделений дна океана

Тектонические	Географические	Смешанные географические и тектонические
<p><b>Г. Б. Удинцев,</b> <b>А. Л. Яншин</b> (1966 г.) Талассократоны: а) валы (внутренние) б) краевые валы в) хребты глыбовой структуры; подводные поднятия; горстовые зоны г) срединноокеанические хребты д) океанические плиты <b>Г. Б. Удинцев,</b> <b>В. Ф. Канаев</b> (1967 г.) Океаническая платформа: а) древние талассократоны б) молодые талассократоны в) сводовые поднятия г) глыбовые хребты Георифтогеналь: а) рифтовые ущелья</p>	<p><b>Дамиани</b> (1968 г.) Абиссальная равнина Бассейн Впадина Поднятие Подводный массив Плато Хребет Возвышенность Порог Подводный обрыв Уступ Подводный пик Подводная гора <b>О. К. Леонтьев</b> (1968 г.) Котловина Гряда вулканических гор Окраинный океанический вал Плато Подводное ущелье Подводный хребет Островной шлейф Срединноокеанический хребет Ложбина (каньон)</p>	<p><b>Д. П. Панов</b> (1963 г.) Абиссальные равнины Срединные хребты Зоны разломов <b>И. П. Атласов и др.</b> (1967 г.) Океанические впадины Рифтовые вулкано-тектонические поднятия (вулкано-рифты) <b>Р. Фейрберидж и др.</b> (1968 г.) Главные равнины низкого рельефа (general plain of low relief) Подводные конусы выноса (submarine fans) Архипелаговые чехлы (фартуки) — archipelagic aprons Срединноокеанские поднятия (mid-oceanic ridge) Зоны разломов (линейные эскарпы) — fracture zones — linear escarpments <b>П. Фогт, Е. Шнайдер,</b> <b>Г. Джонсон</b> (1969 г.) Дно океанского бассейна Окраинные поднятия Континентальные поднятия Бассейны вдоль внешней части поднятия Абиссальное дно Абиссальные равнины Абиссальные холмы Океанские поднятия Плато Асейсмические хребты Зоны разломов Срединноокеанские хребты Фланги Нижняя ступень Средняя ступень Верхняя ступень Гребень Рифтовые горы Рифтовые долины Подводные горы и острова Островной склон Архипелаговый шлейф</p>

анов, составленных Б. Хейзенем и М. Тарп, Г. Менардом и Н. А. Маровой.

Эпитеты «грандиозные», «огромные», «колоссальные» невольно применяются к океанским структурам. Это относится и к линейным (зонам разломов) восточной части Тихого океана, где недавно за короткий срок (около 10 лет) были выявлены крупнейшие (длинной в несколько тысяч километров) регматические структуры Земли, а также крупные зоны дробления в юго-западной части Тихого океана. Для характеристики особенностей структур океанского дна нами широко используются работы: В. Ф. Канаева (1964), Г. Менарда (Н. Menard, 1964), П. Н. Кропоткина, К. М. Шахварстовой (1965), Р. М. Деменицкой (1967), Г. Б. Удинцева (1968 и др.), В. В. Белоусова (1968), В. Д. Дибнера и др. (1968), О. К. Леонтьева (1968), словарь «Oceanology» под редакцией Фейрбериджа.

Насколько неусовершенствована терминология структур океанов, видно из табл. 19. В ней приведены некоторые системы обозначений, применяемых в различных сводках и на тектонических схемах и картах, а также морфологические классификации.

### ТАЛАССОКРАТОНЫ

Термин «талассократон» (talassa — море, kraton — сила) предложен в 1955 Р. Фейрбериджем для тектонически устойчивой области океанического ложа, испытывающей преимущественно нисходящие движения. В зарубежной и советской литературе можно часто видеть названия: «талассократон Тихого океана», «талассократон Атлантического океана» и пр. Но, как очень четко показал Г. Менард (Н. Menard, 1964), из понятия собственно Тихоокеанской впадины подлежат исключению Восточно-Тихоокеанское поднятие, а также области переходной зоны от континента к океану. Такое ограничение понятия «талассократон», на наш взгляд, правомерно.

Талассократоны практически асейсмичны. Глубинное строение их характеризуется наличием «базальтового» слоя (скорости продольных волн 6,2—7,4 км/сек, обычные 6,7 км/сек) мощностью 4—6 км, перекрываемого так называемым «вторым», или «надбазальтовым», слоем (скорости продольных волн порядка 4,0—6,2 км/сек, обычные 5 км/сек) мощностью 1—2 км, и осадочного покрова, мощность которого согласно измерениям с помощью сейсмоакустического метода изменяется значительно (от нескольких десятков метров до 0,5—1,0 км). Иногда осадочный покров на поверхности талассократонов отсутствует и на значительных пространствах выходит коренное вулканическое ложе. «Надбазальтовый» слой обычно интерпретируется как слой существовавшего вулканогенных пород, либо как слой уплотненных осадочных пород, возможно пронизанный или переслаивающийся с вулканическими породами.

Области, относящиеся к талассократонам, лежат в основном на глубинах 3—5 км. Площадь этой части дна океана составляет примерно 55—60% всей площади океанов или около 40% поверхности

Земли. Весьма своеобразно магнитное поле талассократонов. Как отмечают Р. М. Деменицкая (1967), К. А. Гафаров (1971), Хертцлер и др. (1968), оно имеет беспокойный характер, что, видимо, зависит от сложной гипсометрии магнитовозмущающего «базальтового» слоя коры, пронизанного различного размера дайками и силлами основного состава, а также от ультраосновных пород, подстилающих базальтовый слой. Обширные площади океанов (например, северо-восточная часть Тихого океана) характеризуются единой однородной меридиональной весьма упорядоченной структурой полосовых магнитных аномалий. Последние однородны также по интенсивности (от 500 до 1000 гамм). Аномальное магнитное поле нередко нарушено поперечными разрывами, которые трактуются как сдвиги блоков океанского дна. Для океанического ложа свойственны высокие положительные аномалии силы тяжести с редукцией Буге. На участках с глубиной дна свыше 4000 м обычны аномалии от +200 до +400 мгл. Аномалии в свободном воздухе в целом близки к нулю, но преобладают небольшие отрицательные величины (до 10 мгл). Океаны близки к изостатическому равновесию. Для нижних частей вулканических гор, развитых в талассократонах, характерны примитивные малокалиевые толеитовые базальтовые лавы. Вулканические острова и вершины подводных вулканических гор сложены лавами, более богатыми щелочами.

В пределах талассократонов установлены огромные выровненные пространства — талассоплены (Удинцев, 1968), а также системы положительных структур: океанские валы, глыбовые океанские поднятия, крупные купола (например, Чукотский купол) и зоны разломов различного типа. Талассоплены (Г. Б. Удинцев применяет и сокращенную форму — талаплены) — наиболее устойчивые части талассократонов, называемые также океанскими плитами и океанскими котловинами. В пределах всей нашей планеты они недавно описаны О. К. Леонтьевым (1968 г.). По мнению Н. А. Маровой (1969), различаются талассоплены (равнины) волнистые, мелкохолмистые и крупнохолмистые. Наиболее распространены холмы куполообразной формы, высотой от нескольких десятков до 0,5 км и диаметром от 1,5 до 15 км.

В целом талассоплены, представляющие собой самые выровненные участки нашей планеты (уклон их составляет всего лишь несколько десятков секунд или несколько минут), встречаются как в океанах, так и в переходной зоне, например в Беринговом море. В приэкваториальных районах ниже уровня 4,6—4,7 км равнинные талассоплены резко сменяются холмистыми, что объясняется расторождением фораминиферовых остатков относительно холодными водами. Отсюда становится ясным, почему ближе к краевым частям океанов, в областях повышенного сноса осадков с континентов, холмистый рельеф вуалируется. П. Л. Безруков, А. П. Лисицын, В. П. Петелин и др. отмечают, что для талассоплен характерны осадки различных генетических групп и типов, что отражает климатическую вертикальную и горизонтальную зональность их распреде-

ления. Пелагические донные осадки и в особенности глубоководная красная глина обычны для рассматриваемых структур.

Г. Менард (1966) приводит следующие данные о мощностях отдельных слоев земной коры для талассопленов: «осадочный слой» — 0,3 км, «надбазальтовый слой» — 1,3 км, «базальтовый слой» — 5,2 км. Средняя мощность коры (без водной оболочки) — 6,3 км. На основании изучения Тихого океана он приходит к выводу, что даже самые спокойные области только кажутся с первого взгляда однородными. «В Тихом океане практически не существует обширных областей с плоским дном, однообразной по толщине корой и нормальными значениями теплового потока. Здесь нет и элементов, которые можно было бы отнести к совершенно ненарушенной коре океанического типа» (Менард, 1966, стр. 46) \*.

Краевые океанские валы (перикратонные океанские валы) обычно вытянуты с океанической стороны глубоководных желобов. Это невысокие (относительная высота 0,2—0,4 км) и пологие сводовые поднятия океанической коры, развивающиеся на краю талассократонов (Г. Б. Удинцев, А. Л. Яншин, 1967 г.). Краевые валы часто бывают асимметричны — склон со стороны глубоководного желоба значительно круче, чем со стороны ложа океана. Возможно, это своеобразные компенсационные формы по отношению к глубоководным желобам. Ширина их достигает 300—500 км, а длина соответствует первой тысяче километров. Крылья краевых океанских валов часто осложнены сбросами. По своей структуре валы представляют собой воздымание «базальтового» слоя, вызванное поднятием подошвы земной коры. В нескольких случаях в них обнаружены максимумы положительных гравитационных аномалий (Алеутский вал, вал Минданао) и высокая скорость продольных сейсмических волн вдоль поверхности Мохоровичича до 9,0—9,1 км/сек (вал Зенкевича). Кроме отмеченных к краевым океанским валам относятся Идзу-Бонинский, Зондский и другие, развитые в западной части Тихого океана.

Глыбовые океанские поднятия (глыбовые океанские хребты, океанские хребты глыбовой структуры) по морфологии резко отличаются от описанных выше краевых океанских валов (табл. 20). Это узкие, обычно прямолинейные, высоко поднятые горстообразные структуры с крутыми склонами, возвышающиеся над талассопленами на многие сотни метров и даже на километры. Длина их составляет первые тысячи километров и резко превышает ширину (100—200 км). Для этих поднятий характерно сочетание взброшенного гребня с опущенным краем талассоплена, что придает резкую асимметрию рассматриваемым структурам. К глыбовым океанским поднятиям нередко приурочены вулканы. В строении земной коры под поднятиями принимает участие сравнительно ма-

\* Может быть, в этой характеристике имеется некоторое преувеличение, но в целом мысль Г. Менарда, учитывая активнейший вулканизм океанов, кажется справедливой. — *Прим. автора.*

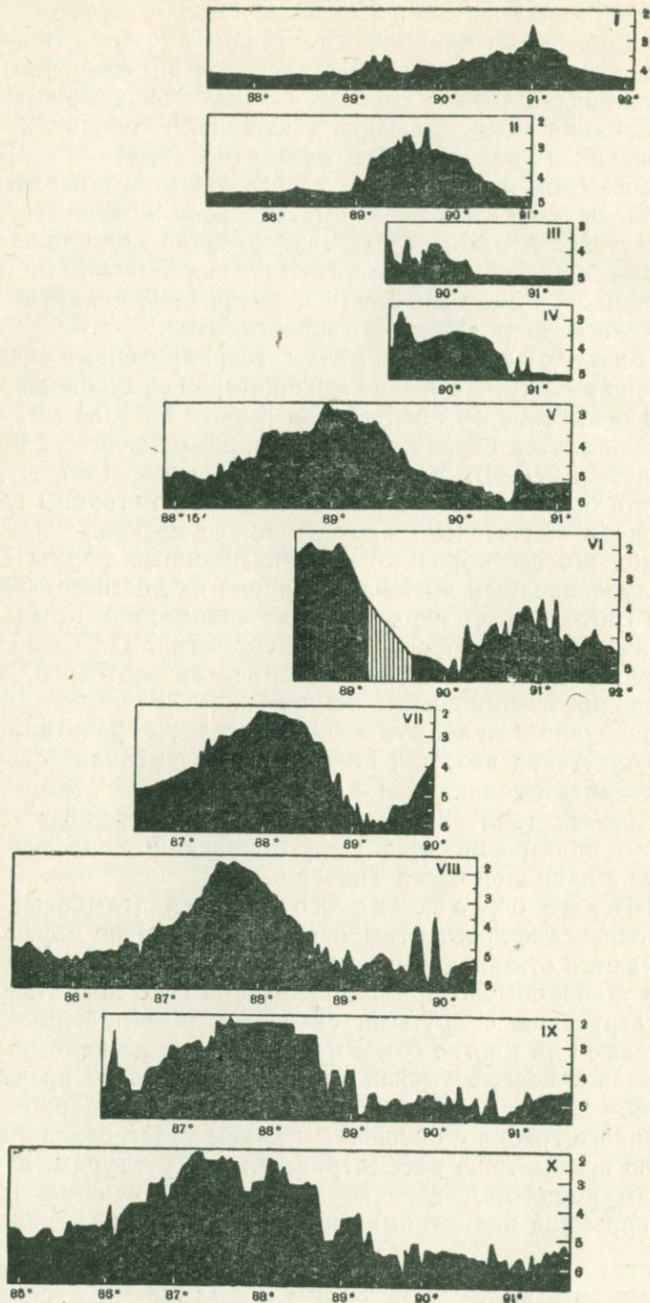


Рис. 23. Поперечные батиметрические профили Восточно-Индийского хребта. По В. Ф. Канаеву (1964)

Характеристика глыбовых океанских поднятий  
(по Г. Б. Удинцеву и А. Л. Яншину, 1966 г.)

Основные черты	Регионы		
	поднятие хребта Ломоносова	Восточно-Индоеокеанское поднятие	поднятие Чагос-Ликадивское
Длина	1500 км	4000 км	2800 км
Ширина <i>а</i> — в основании; <i>б</i> — в привершинной поверхности	<i>а</i> — 80 км  <i>б</i> — 26 км	<i>а</i> — 200 км  —	<i>а</i> — 540 км (на севере)  <i>б</i> — 225 км (на юге)
Высота (относительная)	3000 м	3500 м	2000 м
Глубина (над поднятием)	900 м (минимальная)	2000 м (средняя)	—
Характер склонов	Крутые, до 13°, осложненные сбросами	Крутые, до 25°	Крутые
Вулканизм	Не характерен	Известны вулканические горы	—

ломощный (несколько сотен метров) покров рыхлых осадков или коралловых построек, «надбазальтовый» слой мощностью 2—4 км и «базальтовый» слой мощностью 4—7 км. С краевыми разломами этих поднятий связаны аномалии магнитного поля. Примерами глыбовых океанских поднятий служат хребты Ломоносова и Восточно-Индоеокеанский (рис. 23) и Чагос-Ликадивская горстовая зона.

### ВНУТРИОКЕАНСКИЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ ПОЯСА И ПОДВОДНЫЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ НАГОРЬЯ

В океанах с особой отчетливостью прослеживаются тектонические формы, образующиеся под непосредственным воздействием глубинного магмообразования. Выделяются горные хребты щитовых вулканов (например, Гавай, Самоа). Они образовались в мезозое — кайнозое на фоне огромнейшего поднятия (вздутия), которое претерпело сложную эволюцию. Целесообразно этот тип вулкано-тектонических структур выделить под названием «внутриокеанских вулканогенных поясов», вдоль которых на расстоянии до 1000 км (редко до 2000 км) прослеживается цепь вулканических

конусов. Наиболее высокие из них достигали поверхности океана в виде редких островов, остальные формировали подводные вулканические гряды. Эти весьма крупные пояса, несомненно, приурочены к линейным нарушениям (разломам), проникающим в верхнюю мантию. Вулканические постройки, составляющие цепи океанских архипелагов, могут быть расположены близко друг к другу, не соприкасаясь своими основаниями, либо образовывать общий цоколь. В последнем случае вокруг групп вулканов образуется краевая депрессия (рис. 24), по периферии которой формируются валы (Менард, 1966; Malahoff, Woolard, 1968).

Итак, намечаются по крайней мере два типа внутриокеанских вулканоогенных поясов: а) составляющие узкие линейные цепи небольших островов и б) широкие валообразные поднятия, увенчанные щитовыми вулканами. Однако и те и другие располагаются на так называемом «архипелаговом подножье». Их склоны покрыты вулканическим материалом, образующим как бы «фартуки» (argons, по Менарду). Поперечный профиль подножий вулканических поясов — Маркизских, Самоа, Лайн и других — имеет вид плавной кривой, сливающейся вверху с линией профиля склона островов. В верхней части зоны подножия архипелагов уклоны дна достигают 1—2°. На расстоянии 70—90 км от островов уклон уменьшается до 0,002, и далее дно океана становится ровным. В западной и центральной частях Тихого океана эти пояса располагаются прямолинейными субпараллельными цепями вулканических островов, атоллов и подводных вулканических гор. Некоторые пояса двойные. Одни из них высокие (например, пояс Таити), а параллельные им низкие, вероятно затопленные, составляющие цепь атоллов (Туамоту).

Не менее важны нелинейные вулканоогенные структуры океанов, составляющие обширные нагорья, усеянные вулканическими конусами. На «Физиографической карте западной части Тихого океана» (Марова, 1969) видно несколько таких нагорий, расположенных между Северо-Западным и Меланезийским талассопленими. Так, например, вулканоогенное нагорье к юго-востоку от островов Маркус состоит из 50—60 вулканических конусов разного размера и форм, «выросших» на едином слегка приподнятом над дном соседних котловин цоколе. Талассоплени и вулканоогенные нагорья\* западной части Тихого океана отдаленно напоминают некоторые формы поверхности Луны. Вулкано-нагорья, по-видимому, составляют значительный по объему блок (геоблок, по Л. И. Красному, 1967) ложа океана, рассеченный по определенным направлениям трещинами, вдоль которых располагаются цепи вулканов).

Океанские вулканоогенные пояса, подводные вулкано-нагорья и отдельные вулканические постройки составляют в совокупности океанскую базальтовую вулканическую провинцию. В северо-западной и западной частях Тихого океана ее размеры по площади

\* Возможна сокращенная форма «вулкано-нагорья». — *Прим. автора.*



$44 \cdot 10^6 \text{ км}^2$  (длина свыше 11000 км, ширина свыше 4000 км). По подсчетам Г. У. Менарда, общий объем базальтовой лавы здесь превышает  $2 \cdot 10^7 \text{ км}^3$ . Вероятно, действительный объем мезозойско-кайнозойских базальтоидов должен быть значительно большим.

Возраст многих гавайских лав изменяется от позднего плиоцена до современного. Радиохронологические определения показали, что очаги извержений Гавайской цепи смещались по направлению с северо-запада на юго-восток, и рост каждого вулкана продолжался около 0,5 млн. лет. По предположению Дж. Г. Уилсона, гавайские вулканы питались за счет постоянного источника магм в ядре конвекционной ячейки, и каждый очаг извержения перемещался конвекционным потоком после затухания вулкана. Подсчеты показывают, что скорость такого потока составляет несколько сантиметров в год.

### СРЕДИННООКЕАНСКИЕ ПОДВИЖНЫЕ ПОЯСА

Особое положение в океанах занимают весьма протяженные линейно вытянутые структуры со специфическим типом коры и верхней мантии. Они представляют собой широкие (сотни километров и до 1000—4000 км) подводные поднятия, опоясывающие земной шар в виде единой планетарной системы на расстоянии свыше 60 000 км. Для них предложены разные названия: срединные океанические хребты, срединные океанические поднятия, геотафрогены, талассоарсисы и георифтогенали. Эти структуры несомненно представляют собой внутриокеанские мобильные (или подвижные) пояса — огромные сравнительно недавние вспучивания морского дна (рис. 25). По Хейзену и Юингу (Heezen and Ewing, 1963), впервые их

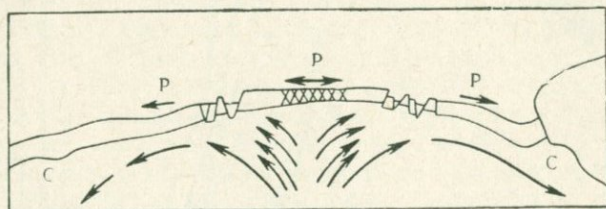


Рис. 25. Схема происхождения рельефа и структуры срединноокеанских поднятий согласно гипотезе конвективных потоков. По Г. Менарду (1966)  
P — растяжение; C — сжатие

описавшим, а также по Г. Б. Удинцеву (1968), посвятившему им специальные исследования, срединные океанские пояса характеризуются: а) повышенной тектонической активностью, особенно четко проявленной вдоль осевой зоны; б) высокими значениями теплового потока — от  $5 \cdot 10^{-6}$  до  $8 \cdot 10^{-6} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{сек}$ , т. е. в 5—8 раз выше, чем в окружающих пространствах талассократонов; в) повышенной сейсмичностью с концентрацией в их пределах мелкофокусных землетрясений; г) разуплотненной верхней мантией в пределах гребня поднятия (скорость продольных сейсмических волн

вдоль поверхности Мохоровичича 7,3—7,7 км/сек); д) базальтовым вулканизмом, приуроченным к вершинам и местам и к склонам пояса; е) находками серпентинитов, выходящих в рифтовых ущельях; ж) региональным зеленокаменным метаморфизмом; з) весьма маломощным осадочным покровом, распространенным крайне неравномерно, преимущественно в понижениях; и) специфическим полосчатым аномальным магнитным полем с интенсивностью аномалий до 4,0—8,0 мэ. Главнейшими признаками магнитных аномалий срединноокеанских подвижных поясов являются: 1) упорядоченность (регулярность); 2) билатеральная симметрия относительно оси пояса; 3) наличие осевой магнитной аномалии; 4) знакопеременность (определенная последовательность максимумов и минимумов); 5) анизотропность (нарушенность разломами).

Срединным океаническим подвижным поясам соответствуют подводные хребты — Срединно-Атлантический, Срединно-Индоканский, Восточно-Тихоокеанский (рис. 26), Гаккеля. Они характеризуются сложно расчлененным вулкано-тектоническим рельефом. В этих подвижных поясах резко выделяются осевые зоны, образованные вулканическими грядками с острыми гребнями и разделяющими их рифтовыми долинами с крутыми бортами глубиной до 2—4 км. Горы и гребни осевой зоны на флангах срединноокеанских подвижных поясов постепенно снижаются, сменяясь абиссальными равнинами смежных океанских котловин — талассопленов. Эта осевая — рифтовая зона является наиболее активной частью пояса. Именно к ней, как представляется автору, должен относиться термин «георифтогеналь», предложенный Г. Б. Удинцевым. Последний считает, что в этих зонах происходит интенсивный процесс тектонического и физико-химического преобразования земной коры, вызываемого вторжением глубинных масс из мантии Земли. Известно, что георифтогеналь Индоканского подвижного пояса продолжается в пределы рифтовых впадин Аденского залива и Красного моря. В Восточно-Тихоокеанском поясе, в целом несколько сдвинутом к юго-востоку от центральной части Тихого океана, черты георифтогенальных структур обнаруживаются и в молодой впадине Калифорнийского залива.

Существует ряд гипотез о происхождении внутриокеанских подвижных поясов. Согласно одной из них возникновение этих структур связано с явлением серпентинизации мантии, согласно другой — с конвекционными течениями в мантии, согласно третьей — с современными процессами базификации и согласно четвертой — с общим расширением внутренних частей Земли.

Исходя из гипотезы подкорковых конвекционных течений, повышенный тепловой поток обусловлен вслучиванием мантии и проникновением масс перегретого глубинного вещества вдоль систем крупных разломов (Менард, 1966). При этом образуется вздутие, отражающееся в рельефе дна океана. Г. Б. Удинцев (1968 и др.) отмечает динамичность и активность георифтогеналей. По его данным, в рифтовых ущельях обнажается разрез коры океанского типа.

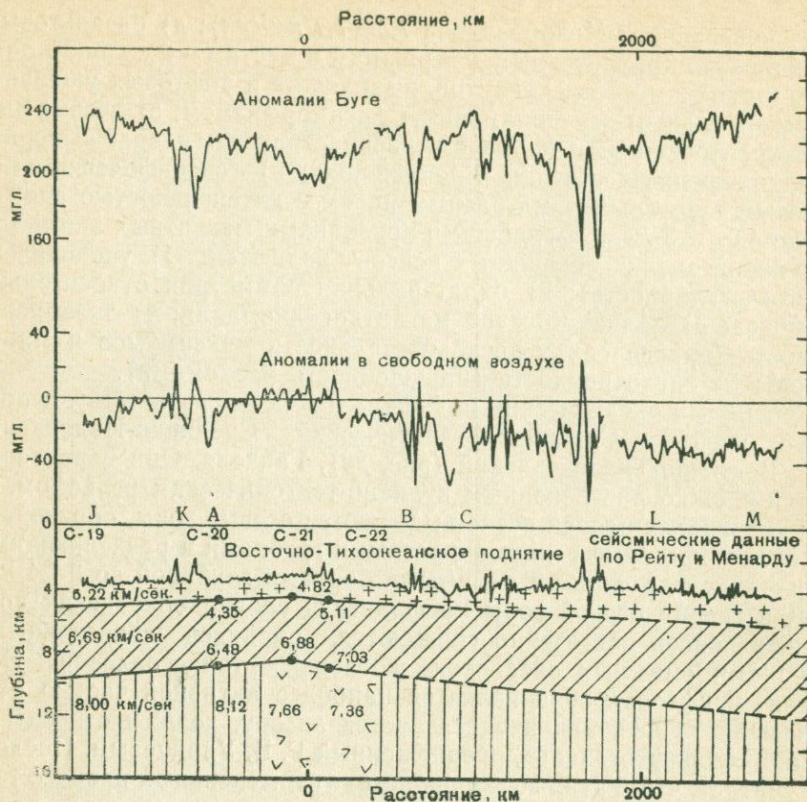


Рис. 26. Разрез Восточно-Тихоокеанского поднятия, построенный по данным сейсмических измерений и аномалий силы тяжести. По J. L. Worzel (1965)

Породы из наиболее глубоких частей ущелий, возможно, относятся к верхней мантии. При этом гребни рифтовых гряд оказываются сложенными примитивными толеитовыми базальтами, подстилаемыми габбро, перидотитами и серпентинитами. Эти основные и ультраосновные породы, выходящие в бортах рифтовых ущелий, существенно серпентинизированы. Предполагается, что поднятие глубинных пород в виде «кристаллической каши» происходит с глубины около 10—12 км. Выжимание глубинных пород является следствием раздвижения блоков тектоносферы в стороны от оси георифтогенали. Гравиметрические исследования показали, что аномалии силы тяжести, оставаясь положительными (с редукцией Буге), имеют в целом меньшую величину, чем над талассопленами.

### ОКЕАНСКИЕ ЛИНЕАМЕНТЫ

Важными структурными элементами, весьма четко распознаваемыми в восточной части Тихого океана, являются «крупные разломы» (Менард, 1966), вытянутые на расстояние в несколько тысяч кило-

метров при ширине от 100 до 200 км. Для этих линейментов еще нет установленного термина. Л. Кинг (1967) называет их «уступами», а Р. Фейрберидж и др. (1968) — «линейными эскарпами» (linear escarpments). Последнее название наиболее точно отвечает морфологии этих структур, что хорошо видно из их поперечных профилей. Заслуживает внимания представление В. В. Белоусова об отнесении зон широтных разломов восточной части Тихого океана к категории горстовых хребтов, разделяющих участки разной глубины. В океанах существуют и другого, более сложного типа линейменты. Это, во-первых, «полосы интенсивного глыбового расчленения», описанные Н. А. Маровой (1969) в западной части Тихого океана, где океанологами, плавающими на «Витязе», были открыты протяженные и широкие зоны, состоящие из отдельных глыб и пиков, разделенных узкими глубокими ущельями, вытянутыми параллельно простиранию зоны. Профиль поверхности дна этой зоны напоминает пилу с высотой зубьев от 1 до 2,5 км. Характерны

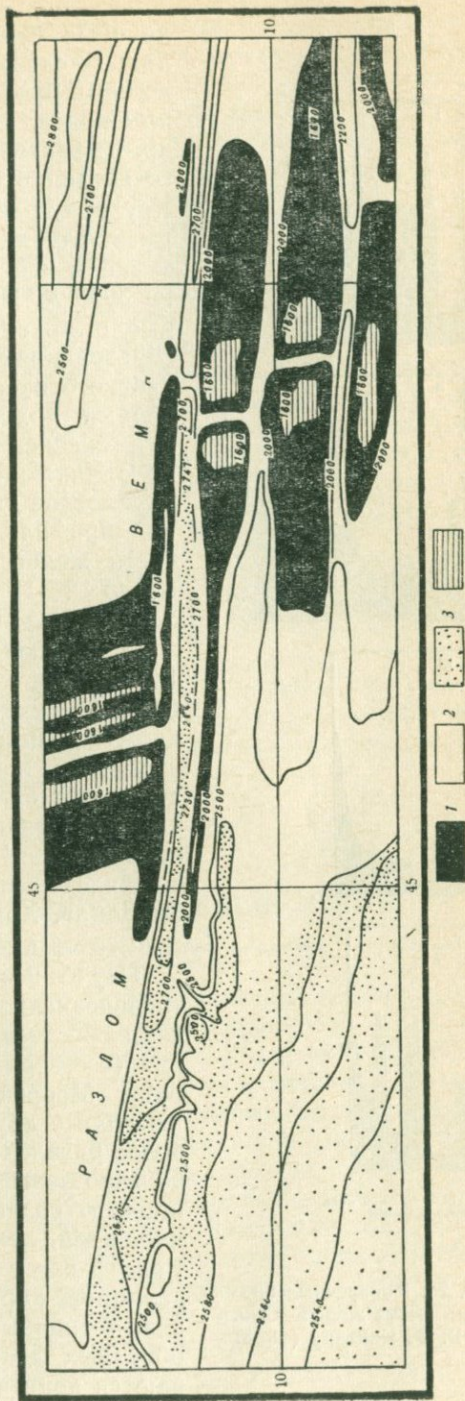


Рис. 27. Батиметрическая схема района Вема. По В. С. Неезепи и У. Эвинг (1963), с упрощением  
 1 — хребты; 2 — абиссальная равнина; 3 — абиссальная равнина Демера; 4 — наиболее высокие части хребта. Изобаты в фатмах

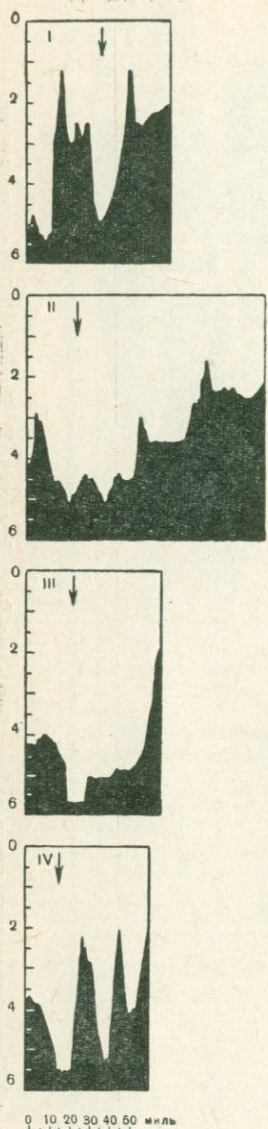


Рис. 28. Поперечные профили через желоб Оби. По В. Ф. Канаеву (1964)

крупные существенно широтные расщелины — сквозные поперечные глубокие долины, прорезающие срединные подвижные пояса. Они описаны Б. Хейзенем и др. в экваториальной зоне Атлантического срединного пояса между 0 и 12° с. ш. Крупная расщелина «Вема» (рис. 27) имеет глубину около 5200 м, а примыкающие к ней горы поднимаются над ней на 3000 м. На ее плоском дне современные отложения залегают на эоценовых образованиях. Сходные линейменты Индийского океана (рис. 28) названы «желобами ложа океана» (Канаев, 1964). Эти океанские желоба (Чагос, Восточно-Индийский, «Оби», Диамантина) имеют плоское дно и характерный ступенчатый профиль. Так, например, в средней части желоб «Оби» имеет дно шириной около 12—15 км и довольно крутые (около 15°) склоны. С внешней стороны желоба наблюдается вал высотой 0,5—1,0 км, над которым поднимаются горы. Одна из них возвышается над океанским дном почти на 4 км. В целом глубины океанских желобов Индийского океана достигают 5,5—6,8 км. Превышение над их дном рядом расположенных гор составляет 2—4 км, что соизмеримо с вышеприведенными данными по «расщелине Вема». Характеристика океанских линейментов представлена на табл. 21.

Изученные в последние годы восточно-тихоокеанские широтные разломы получили собственные географические названия (с севера на юг) — Мендосино, Пайонир, Мёррей, Кларин, Клиппертон и некоторые другие. Вдоль них дно океана более расчленено, чем в соседних районах. Обычно зоны этих разломов служат границами раздела обширных подводных площадей, лежащих на разных уровнях. Рельеф дна в полосе, занимаемой зонами разломов, характеризуется чередованием асимметричных хребтов и узких долинообразных депрессий. Иногда прослеживаются цепи вулканов. Наиболее изучен-

ные зоны разломов прямолинейны. Различаются два типа рельефа зон крупных разломов в Тихом океане: с одним асимметричным хребтом и с двумя хребтами. К первому из них принадлежит разлом Мендосино, а ко второму — разлом Мёррей. Оба эти разлома изучены глубинным сейсмическим зондированием. Размеры земной коры свидетельствуют о глубоких нарушениях в коре и верхней мантии по обоим сторонам разломов (Менард, 1966).

В районах, расположенных между зонами разломов, аномальное магнитное поле полосчатое. При этом полосы магнитных аномалий вытянуты в направлении, близком к меридиональному. Отдельные аномалии достигают нескольких сотен гамм в пределах поясов длиной около 1000 км и шириной в несколько десятков километров. Предполагается, что магматические тела, являющиеся источником этих аномалий, находятся в пределах второго слоя. Это, вероятно, дайки, силлы и линейно вытянутые покровы вулканитов основного состава. Анализируя аномалии, В. Вакье пришел к выводу о, возможно, значительных сдвигах вдоль зон разломов. Этим вопросом также занимались Г. Менард (1966) и В. В. Белоусов (1968).

Кроме Тихого океана система крупных разломов была установлена в Атлантическом океане (разлом Вема и др.) и в Индийском океане. Морфологически эти разломы отличны от тихоокеанских.

Сведя в единую таблицу рассмотренные ранее структуры (см. приложение 4), появилась возможность сопоставить различные явления, их характеризующие: палеогеографическую и фаціальную обстановку, магматизм, минерагению.

## СТРУКТУРЫ, ОБЩИЕ ДЛЯ ВСЕЙ ЗЕМЛИ

---

К числу тектонических структур, представляющих собой результаты проявлений на поверхности Земли ее глубинных движений и обладающих общими признаками, относятся, с одной стороны, вулканотектонические структуры, а с другой — блоковые структуры или структуры общей делимости тектоносферы. Обсуждение проблем тектонической систематики по отношению к этим структурам не менее важно, чем изложение материалов по специфическим структурам континентов, океанов и переходных зон. Особенно это существенно для геоблоков и близких к ним глыбовых образований. Эти положения, хотя и не новые, но пока мало разработанные, не ослабляют классических представлений о платформах и геосинклиналях. Имеется своя делимость в континентальных платформах и талассократонах, а также в переходных зонах. Геосинклинальные складчатые системы и массивы в ходе геологической

Краткая характеристика	Г л а в н ы е	
	Эскарпы восточно-тихоокеанского типа	Зоны глыбово-щелевого расчленения западно-тихоокеанского типа
Перепады глубин	Сравнительно небольшие (от сотен метров до 1 км)	Резкие — от 1,0 до 2,5 км
Морфологические особенности	Невысокие асимметричные хребты с продольными депрессиями между ними	Сочетание плосковершинных глыб с узкими глубокими щелями
Примеры	Мёррей, Клиппертон и др.	Соролская зона

истории объединяются в сложный, с внутренней мозаикой, нередко полигональных очертаний геоблок, границы которого, вероятно, определяются первичной делимостью тектоносферы.

#### ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ \*

Вопрос о самостоятельном ряде вулcano-тектонических структур дискусионен. С одной стороны, возможен, широкий подход к выделению вулcano-тектонических структур, учитывая возможность формирования их при непосредственном влиянии тектонических процессов: разломообразования, контрастных поднятиях и опусканиях, а также при обрушениях, взрывах и пр. Существует и более узкая трактовка термина, когда под вулcano-тектоническими структурами понимаются только локальные структуры, сформированные под механическим воздействием движений магматических масс в пределах самой верхней части земной коры. Автор предпочитает первую трактовку понятия. Разработкой вопросов происхождения и номенклатуры в основном кайнозойских и современных вулcano-тектонических структур в островных дугах, на континентах и в океанах занимались В. И. Влодавец, А. Н. Заварицкий, А. Ритман, Р. Ван Беммелен, Г. Менард, В. А. Апродов, Е. Е. Милановский, А. Е. Святловский, Э. Н. Эрлих и др. (табл. 22).

Проблемы палеовулканологии разбирались И. В. Лучицким, Е. К. Устиевым, Г. М. Фремдом, В. Ф. Белым, А. А. Моссаковским, М. С. Нагибиной, Ю. М. Пущаровским и др. Вулканизм является важным рудообразующим процессом. За последние годы

\* В этом разделе использованы данные Э. Н. Эрлиха (1968) и некоторые другие материалы этого автора.

## линеamentos

типы

Расщелины атлантического типа	Океанские желоба индоокеанского типа
Умеренные — от 0,5 до 1,5 км	Весьма резкие — от 3,0 до 4,5 км . .
Поперечные глубокие ящикообразные долины с плоским дном, пересекающие срединноокеанские поднятия	Сочетание узкого рва (желоба) с рядом расположенными валами и пиками. Профиль резко асимметричный
Вема и др.	Восточно-Индоеокеанский, «Оби» и др.

В. Н. Котляром, В. И. Смирновым, И. Г. Магакяном, А. И. Семеновым, М. А. Фаворской, Г. М. Власовым, Г. С. Дзюценидзе, М. И. Ициксоном, Д. И. Горжевским и др. доказана ведущая роль процессов вулканизма в образовании большой группы эндогенных полезных ископаемых. Современная сводка этой проблемы принадлежит К. И. Дворцовой, М. В. Тацининой и А. И. Семенову (1969).

Представляется возможным выделять вулканотектонические структуры планетарные, региональные и локальные (табл. 23). К числу планетарных структур относятся отмеченные ранее вулканогенные пояса. На платформах региональными вулканотектоническими структурами являются наложенные синеклизы типа Карру и Тунгусской, в пределах которых широко развиты явления траппового вулканизма. Приуроченность максимальных объемов вулканического материала к отрицательным платформенным формам свидетельствует о важной роли процессов растяжения коры и ее оседания, сопровождаемых образованием обильных трещин (Масайтис, 1969). В ходе эволюции вулканотектонических структур иногда происходит смена отрицательных и положительных структурных форм, отражающая тесное переплетение воздымания и обрушения при вулканических процессах. Локальные вулканотектонические структуры отражают напряжения в пределах подводящего канала вулкана. Таковы трещины растяжения, фиксирующиеся в виде систем радиальных конических и кольцевых даек вокруг вулкана, куполовидные поднятия фундамента под вулканами и т. д. Отмечается четкая зависимость степени развития локальных вулканотектонических структур от интенсивности региональных тектонических напряжений в момент вулканизма. Так, например, со стратовулканами, расположенными в виде линейных рядов вдоль ослаб-

По структурно-морфологическим признакам	На основе выделения провинций и областей
<p><b>Р. Ван Беммелен (1949 г.)</b> Тектоно-вулканическая группа:</p> <p>Класс А. Возвышенности или положительные формы (объем поднявшейся магмы больше объема вулканического материала, выходящего на поверхность)</p> <ol style="list-style-type: none"> <li>1. Куполообразные поднятия над батолитовыми интрузиями</li> <li>2. Куполообразные поднятия или горы над лакколлитовыми интрузиями</li> <li>3. Геоантиклинальное поднятие над астенолитовой массой</li> </ol> <p>Класс Б. Углубления или отрицательные формы:</p> <ol style="list-style-type: none"> <li>I. Рифтовые структуры, образованные вследствие: <ol style="list-style-type: none"> <li>1) боковых скольжений частей конуса (баранкосы, секторные грабены)</li> <li>2) вулканических куполообразных поднятий конуса</li> <li>3) тектонических сводовых поднятий конуса</li> <li>4) наклона вулканических блоков</li> </ol> </li> <li>II. Структуры проседания, вулканотектонические депрессии</li> </ol>	<p><b>В. А. Апродов (1965—1966 гг.)</b> Вулканическая провинция (панарегиональные структуры) Вулканический участок (региональные структуры)</p> <p><b>Е. Е. Милановский (1968—1969 гг.)</b> А. Вулканические области:</p> <ol style="list-style-type: none"> <li>1. Сводового типа: <ol style="list-style-type: none"> <li>а) сводово-глыбовые поднятия</li> <li>б) вулканотектонические проседания</li> </ol> </li> <li>2. Тылового типа: <ol style="list-style-type: none"> <li>а) вулканические подобласти</li> </ol> </li> </ol>

ленных зон фундамента, связаны системы даек или куполовидных поднятий, причем каждая из таких систем ассоциирует с подводящими каналами, нередко имеющими форму штоков, корни которых непосредственно связаны с зоной генерации магмы. При относительной тектонической статичности вулканического района в узлах пересечения ослабленных зон фундамента локализуются группы вулканов, питание которых связано с вторичными очагами. Локальные структуры в этом случае выражаются в крупных вулканотектонических депрессиях, в которых располагаются значительные группы вулканов.

Вулканогенные пояса являются принадлежностью континентов, переходной зоны между континентом и океаном и океанов. Этим подчеркивается как бы надструктурное их положение. Первые из них состоят, как это было показано, из самостоятельных звеньев — вулканогенов. Возможно, термин «вулканоген» следует

**тектонических структур**

На основе выделения вулcano-тектонических поясов

**А. Е. Святловский (1967 г.)**

Вулcano-тектонические пояса:

- А. Связанные с разломами океанического типа:
1. Океанические валы, увенчанные подводными и островными вулканами
  2. Срединноокеанические хребты, прорезанные вдоль сводов грабенами
  3. Вулканические острова, рассеченные грабенами
- Б. Связанные с разломами континентального типа:
1. Рифтовые долины
  2. Окраинноконтинентальные пояса
  3. Подводные геосинклинальные трогги с вулканами, сопряженными со структурными поднятиями
  4. Увенчанные вулканами подводные кордильеры, поднимающиеся из геосинклинальных трогов
  5. Наложённые и унаследованные структурные и вулканические депрессии раннеорогенной стадии
  6. Грабены и вулcano-тектонические депрессии, наложенные на сводовые части поднимающихся орогенов

**К. И. Дворцова, М. В. Ташинина,**

**А. И. Семенов (1969 г.)**

Палеовулканические пояса:

- А. Геосинклинальной стадии
- Б. Позднеорогенной стадии
- В. Платформенного периода
- Г. Периода активизации

**Г. М. Фрейд (1969 г.)**

Вулканические пояса:

- Вулcano-тектонические структуры:
- а) возникающие при погружении блоков фундамента;
  - б) вулcano-тектонические депрессии;
- второго типа — кальдера оседания

**В. Е. Хаин (1970 г.)**

Вулканические пояса:

1. Срединноокеанические
2. Нормально-океанические
3. Геосинклинальные — а) ранние и б) поздние
4. Эпигеосинклинальные орогенные — а) осевые и б) поперечные
5. Краевые — а) внешние и б) внутренние
6. Континентальных платформ

распространить и на вулcanoгенные пояса андезитовой линии (Южно-Курильской вулcanoген) и базальтовой линии (Гавайский вулcanoген). Вулcanoгенные пояса, как это хорошо показано К. И. Дворцовой и А. И. Семеновым (Дворцова и др., 1969), выделяются в геосинклинальных складчатых системах двух типов: а) приуроченные к геосинклинальной стадии их развития и б) сформированные в постинверсионную (позднеорогенную) стадию. Е. Е. Милановский (1969), рассматривая закономерности размещения орогенного кайнозойского вулканизма в Альпийско-Гималайском отрезке Средиземноморского подвижного пояса, выделяет в нем два типа вулcano-тектонических областей. В первом вулканические процессы развивались в обстановке обширных сводовых или сводово-глыбовых поднятий альпийских мегантиклинорий Большого Кав-

Типы вулкано-тектонических структур

Планетарные	Региональные	Локальные
<p>Вулканогенные пояса</p> <p>Окраинноматериковые и внутриматериковые (андезито-риолитовые)</p> <p>Периокеанские (андезитовые)</p> <p>Внутриокеанские (базальтовые)</p> <p>Срединноокеанские (примитивные? базальты)</p>	<p>Вулканогены</p> <p>Вулканогенные цепи:</p> <p>1) геосинклинальной стадии (существенно подводные)</p> <p>2) постинверсионной стадии (существенно наземные)</p> <p>а) области сводового типа</p> <p>б) области тылового типа</p> <p>Вулканогенные нагорья:</p> <p>1) материковые (наземные)</p> <p>2) внутриокеанские (подводные)</p> <p>3) вулканосинеклизы</p>	<p>Вулканарии:</p> <p>1) стратовулканы и их некки</p> <p>2) щитовые вулканы</p> <p>3) вулканотектонические депрессии</p> <p>а) кальдеры,</p> <p>б) вулканотектонические впадины</p> <p>в) вулканотектонические проседания</p> <p>4) вулканотектонические грабен-синклинали</p> <p>5) вулканотектонические горсты</p> <p>6) эксплозивные рвы</p> <p>7) эксплозивные трубки</p> <p>8) криптовулканические купола</p>

каза и др. Здесь развиты липарито-дацитовые и андезитовые вулканы при почти полном отсутствии базальтов. На Малом Кавказе широко проявились вулканотектонические проседания, что связано с накоплением большого объема (более 15 тыс. км<sup>3</sup>) вулканических толщ. В тыловых областях орогенные вулканы тяготеют к краям массивов — обычно к их опущенным или реже поднятым фрагментам, а также к периферии глубоководных котловин (Западно-Средиземноморская область). Ранние проявления вулканизма выражены извержениями средней и кислой магмы с заметной ролью эксплозивных образований. Эти извержения могут достигать огромного масштаба и сопровождаться вулканотектоническими проседаниями. В дальнейшем все большее значение приобретают лавовые излияния. Состав вулкаников становится более основным (андезито-базальты и базальты), а иногда принимает отчетливо выраженный щелочный уклон.

Вулканогенные нагорья обычно являются частью вулканотектонических областей (например, Армянское нагорье входит в состав Южно-Армянской и Араратской вулканотектонических областей). Внутриокеанские подводные нагорья были описаны выше.

Локальные вулканотектонические структуры (их также называют тектоно-вулканическими) различаются в структурах низшего порядка (в вулканогенах окраинноматериковых поясов, в вулканогенных цепях и пр.). Они также формируют единичные (или груп-

повые, но значительно более мелкие) вулканические поля (центры) площадью 1,5—3,0 тыс. км<sup>2</sup>, широко развитые в Тихоокеанском и Средиземноморском подвижных поясах. Для них нет установленного названия\*. Вулкано-тектонические депрессии (по Э. Н. Эрлиху) это — кольцевые, овальные или полигональные в плане структуры обрушения, развивающиеся в связи с вулканическими процессами, но не связанные с деятельностью и эволюцией того или иного отдельного вулканического центра. В этом смысле они противопоставляются вулкано-тектоническим оседаниям-кальдерам, непосредственно отражающим развитие единичных вулканов (Ван Беммелен, 1957). Диаметр депрессий колеблется от 12—15 до 60—80 и даже 100 км. Внешнее ограничение их образует фестончатая система сбросов. Видимая амплитуда опускания составляет от 300 до 700—1000 м. Заложение депрессий предшествует началу цикла вулканической деятельности. Соответственно вулкано-тектоническая депрессия может формироваться как в невулканических породах фундамента, так и захватывать разнородные вулканические образования предшествовавших вулканических циклов. В пределах депрессий располагаются группы вулканических аппаратов, которые, как правило, дают ряд продуктов дифференциации от базальтов до дацитов и липаритов. Зачастую в вулкано-тектонических депрессиях располагаются нормальные кальдеры типа Кракатау, в результате чего структура приобретает сложную телескопическую форму. Региональный тектонический план создает лишь предпосылки для локализации этих структур, дальнейшее их развитие происходит под действием магматических процессов. Вулкано-тектонические депрессии ассоциируют с крупными отрицательными аномалиями силы тяжести с редукцией Буге. К вулкано-тектоническим депрессиям, ограниченными краевыми сбросами и флексурами, относятся вулкано-тектонические грабен-синклинали, линейно вытянутые впадины синклиналичного строения, соизмеримые по размерам с разделяющими их горст-антиклинальными структурами. В результате перекомпенсированного заполнения вулканическими продуктами структура приобретает в разрезе форму двояковыпуклой линзы. Примером таких грабен-синклиналей являются структуры вулканических зон Таупо (Новая Зеландия), Йеллоустонского парка (США) и Камчатки. В современных вулкано-тектонических грабен-синклиналях, располагающихся в зонах активных вулканов, отмечается разуплотнение вещества верхней мантии. Аномалии силы тяжести с редукцией Буге слабо положительные или отрицательные.

В случае, когда вулканы располагаются на непрочном слабо консолидированном основании, под влиянием собственного веса вулканической постройки возникает вулкано-тектоническое проседание, вызывающее появление структур растяжения (секторных грабенов, сбросов) на вершине конуса и структур сжатия (складок

\* Такие единичные вулкано-структуры Д. А. Кириков предложил называть «вулканариями» (от латинского *area* — площадь, площадка, место действия).

и надвигов) около его подошвы. Отдельные локальные пространственно изолированные отрицательные структуры, образованные около одного долгоживущего вулканического центра и имеющие брахисинклинальное строение, крутые борта, пологое днище, ограниченное сбросами, называют вулканотектоническими впадинами. Ряд таких впадин выделен в пределах Восточно-Сихотэ-Алиньского вулканогена.

Локальные вулcano-тектонические поднятия образуют вулканотектонические горсты, представляющие собой горст-антиклинали, разделяющие вулcano-тектонические впадины. Ядра их обычно сложены породами складчатого фундамента; вулканические образования имеют небольшую мощность. Причиной возникновения вулcano-тектонических горстов является интрузивная и эксплозивная деятельность магмы, поднимающей монолитный чехол вышележащих пород. В. Н. Ветренников описывает в Южном Приморье Духовской вулcano-тектонический горст, представляющий собой поднятие, расположенное на восточном крыле Пластунской впадины. Возникновение Духовского горста, по-видимому, было связано с эруптивной деятельностью Ветроудийского древнего вулкана, когда поднимающаяся магма увлекла за собой часть кровли и вывела ее на поверхность. Дальнейшее воздымание горста происходило в связи с вероятным внедрением гранитоидной магмы, образовавшей под горстом довольно крупный интрузив. Предположение о нахождении интрузива подтверждается наличием в пределах горста локальной магнитной аномалии, совпадающей с контурами горста.

Разнообразие локальных вулcano-тектонических структур зависит от специфических «вулcano-тектонических движений». Одни из них, по А. Е. Святловскому (1967), вызываются движениями магмы в вулканических очагах, другие сопряжены с движениями магмы по жерлу вулканов и, наконец, с вулканическими взрывами, происходящими на разных глубинах. Взрывные процессы создают эксплозивные рвы и трубки. К первым из них относятся трещинообразные впадины, образованные в результате серий эксплозий вдоль участка растяжения, нередко фиксированного дайками. На поверхности обычно наблюдаются цепочки слившихся шлаковых конусов. Вдоль эксплозивных рвов (иногда их называют эксплозивными грабенами) прослеживается группа кратерообразных расширений, а на участках сильных выбросов могут возникнуть самостоятельные шлаковые конусы. Такие рвы описаны на вулкане Таравера в Новой Зеландии и на склонах Ключевской сопки на Камчатке.

Эксплозивные трубки — яркий пример локальных вулcano-тектонических структур, образовавшихся в результате взрыва вулканических газов (рис. 29). Это доказывается: 1) вертикальностью трубообразных структур; 2) мелкой, до отдельных кристаллов раздробленностью пород, сосуществующих с крупными обломками и глыбами; 3) отсутствием оплавления стенок трубки и весьма интен-

сивным перемешиванием заполняющих ее обломков по вертикали. Предполагается газовый взрыв, после которого некоторое время полость трубки могла быть пустой, что давало возможность заполнить ее падавшими сверху пирокластами и эруптивными обломками. Снизу трубка заполнялась лавой, цементирующей уже готовую брекчию. Эксплозивные кимберлитовые трубки свидетельствуют об особых тектонических условиях, заключающихся в прониновении разломов до глубоко расположенных магматических очагов, в верхних частях которых скопляются газы и другие флюиды.

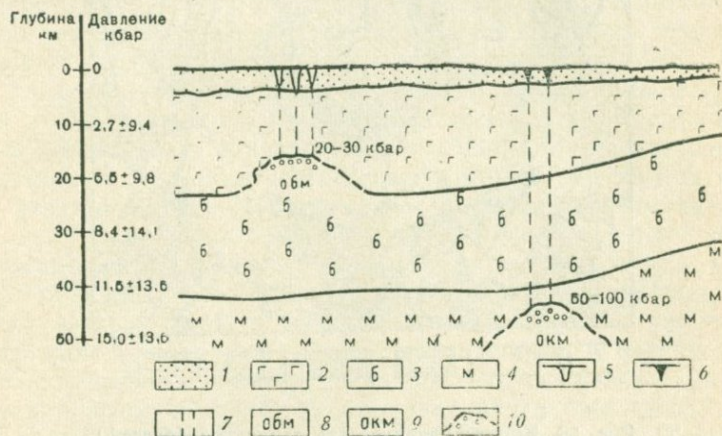


Рис. 29. Схема образования кимберлитовых и базальтовых трубок взрыва. По М. М. Одинцову и Л. Т. Страхову (1968)

1 — осадочные породы; 2 — гранитный слой; 3 — базальтовый слой; 4 — верхняя мантия; 5 — базальтовые трубки; 6 — кимберлитовые трубки; 7 — газо- и магмовыводящие трещины; 8 — очаг базальтовой магмы; 9 — очаг кимберлитовой магмы; 10 — скопление газов в верхней части магматических камер. Примерная величина давления, возникающего в верхней части магматического очага в результате взрыва вулканических газов, ~ 100 кбар

Из локальных платформенных структур, возможно, вулканического происхождения следует упомянуть об округлых криптовулканических структурах (de Sitter, 1956), встречающихся среди горизонтально залегающих отложений или в кристаллическом цоколе платформы. Обычно это купола, окруженные депрессией кольцевой формы, имеющие в плане изометрические очертания. Диаметр их колеблется от 3 до 12 км. Купола разбиты системой кольцевых и радиальных сбросов. Иногда радиальная система разломов почти полностью заменяется разломами, близкими к преобладающему региональному простираению. Хотя рассматриваемые структуры не обнаруживают прямой связи с вулканизмом, но по некоторым морфологическим признакам они близки к вулкано-тектоническим структурам. Бухер, впервые описавший эти формы (рис. 30), отметил их округлость, приподнятость, раздробленность, а местами брекчированность пород в их пределах, а также присутствие на смежных площадях многочисленных даек, секущих горизонтально



Рис. 30. Криповулканическая структура (бассейн Виллис-Крик, Теннесси). По Бухеру (de L. Sitter, 1956)

1 — аллювий; 2—3 — известняки (2 — сент-луисские известняки Средней Миссисипи; 3 — известняки Ворсо); 4 — известняки Нижней Миссисипи; 5 — силур и девон; 6 — ордовик

залегающие породы. На основании этого он пришел к выводу о наиболее вероятном образовании криповулканических структур под действием вулканических взрывов. В ряде случаев это предположение подтверждается тем, что в центральных частях структур вскрываются штоки интрузивных пород. Они описаны в центральных районах США, в горах Уачита и Колорадо; близки к ним криповулканические структуры грабена Осло.

### БЛОКОВЫЕ СТРУКТУРЫ

Разломным структурам, трассируемым на земной поверхности в виде вытянутых зон и являющимися обычно растянутыми клиньями, посвящена обширная литература. Объемные же структуры-блоки, которые эти разломы ограничивают, пока лишь в малой мере стали объектом специального исследования геологов-тектонистов. В трудах, посвященных тектонике континентов или их крупных частей, эти блоки нередко именуют «глыбами» или «сегментами». Известный вклад в развитие представлений о глыбовой (сегмент-

ной) тектонике земной коры, возникшей в результате крупных скальваний (сдвигов), внесли Д. Муди и М. Хилл (1960). Полигональные структуры земной коры — геоблоки — обычно рельефно выступают на изданных в последние годы тектонических картах Европы, Евразии, Африки и Антарктиды.

Рассматривая общие тектонические проблемы, В. Е. Хаин (1964, стр. 276) отметил, что «...в пределах самой коры преобладают глыбовые перемещения... и существует определенная обособленность глыб коры, живущих своей индивидуальной жизнью».

В переходной зоне от континента к океану в итоге многолетних работ по глубинному сейсмическому зондированию и по другим геофизическим и геологическим данным (Косминская, 1966; Красный и Андреев, 1969) выявлена блоковость земной коры и верхней мантии. А. А. Борисовым, Р. М. Деменицкой, И. П. Косминской и другими геофизиками признается, что в большинстве случаев разным тектоническим зонам соответствуют разные корово-мантийные блоки, различающиеся сейсмическими скоростями и соответственно толщиной и разными соотношениями мощности слоев земной коры (осадочного, гранитного и базальтового слоев и пр.). Г. Менард (1966) считает, что в Тихом океане разломы, вероятно, представляют звенья какой-то древней системы крупных нарушений, охватывавшие весь земной шар и проявившиеся, в частности, на океанских поднятиях и с дифференцированными подвижками.

Краткий обзор изучения блоковых структур был сделан автором (Красный, 1967), а более полный М. А. Фаворской, И. Н. Томсоном и др. (1969). Исследование блоковых структур СССР по геофизическим и отчасти геологическим данным принадлежит Т. Н. Симоненко и М. М. Толстихиной (1968) и Л. В. Булиной и др. (1969) — табл. 24. Естественно, что в современный период первичного накопления материала по глыбовым (блоковым) структурам еще нет ни общей согласованной терминологии, ни достаточно обоснованных представлений об их происхождении. Тем не менее широкое признание получили представления о том, что существует макро- и мегатрещиноватость и линеаментная делимость планетарного, регионального и местного значения, создающая объемные структуры: разного порядка глыбы (блоки), массивы, горсты, грабены и пр.

Напомним, что ведущим признаком для выделения глыб (глыб первого порядка) у В. А. Обручева, С. Н. Бубнова, А. Н. Мазаровича, Е. В. Милановского и др. были их стабильность и высокое стояние в течение длительного времени, а также угловатые очертания и сложное внутреннее строение. Описанные ими древние глыбы (например, Балтийский щит) состоят из нескольких разновозрастных складчатых систем. Очевидно, и в более молодых глыбах (поднятых и опущенных), соизмеримых с древними по форме и по размерам (например, Казахской, Колымской и других глыбах), также группируются разновозрастные складчатые системы. И, наконец, в наиболее юных дифференцированных глыбовых структу-

## Типы блоковых структур

Основы систематики	Типы блоковых структур
Региональное значение	<p><b>С. Н. Иванов, И. Н. Томсон, М. А. Фаворская (1969 г.)</b>            Планетарные сквозные мегаблоки            Трансрегиональные мегаблоки            Блоки платформ и другие структуры            Элементарные блоки            Локальные блоки</p>
Тектоническая подвижность	<p><b>Л. И. Красный (1967 г.)</b>            Анастабильные геоблоки            Катастабильные геоблоки            Мобильные (дифференцированные) геоблоки</p>
Форма	<p><b>Т. А. Симоненко, М. М. Толстихина (1968 г.)</b>            Полигональные блоки            Вытянутые (шовные) зоны</p>
Глубина до подошвы земной коры	<p><b>Л. В. Булина, Т. Н. Симоненко (1969 г.)</b>            Блоки с глубинами до подошвы земной коры:            от 20 до 30 км            от 30 до 40 км            от 40 до 50 км (и больше)</p>

рах — в окраинных азиатских морях, обрамляемых со стороны океана островными дугами, — также наблюдаются складчатые и геосинклинальные системы разного возраста (структуры Берингова, Охотского и Японского морей). Каждая из упомянутых глыбовых структур обладает своими особенностями метаморфизма, магматизма, осадконакопления и минерагении.

Недавно были исследованы (Красный, Андреев, 1969) крупные глыбовые структуры\* северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Они имеют размеры 800—1400×1500—2200 км (т. е. площадь около 1—5 млн. км<sup>2</sup>) и обладают характерными чертами литогенеза. Ограничениями геоблоков служат долгоживу-

\* В концепции глобальной блоковой тектоники («new global tectonics»), завоевавшей за последние годы признание многих ученых (П. Н. Кропоткин, К. Ле Пюшон, У. Морган и др.), предполагается, что огромные плиты, расположенные между активными зонами разломов, разнородные по строению, являются жесткими. Они не испытывают существенных деформаций и постепенно перемещаются от срединноокеанских подвижных поясов к зонам сжатия (П. Н. Кропоткин, 1971 г.).

щие глубинные разломы, характеризующие общую делимость тектоносферы. В геоблоках анастабильного типа («высокого стояния») и мобильного (дифференцированного) типа, а также в фундаменте геоблоков катастабильного типа («низкого стояния») обычно различаются две-три геосинклинальные — складчатые системы, имеющие близкие (но не одинаковые) условия заложения и развития, а также массивы — древней и ранней консолидации. Обычно начало и завершение главных тектонических процессов сдвинуто для соседних геосинклинальных складчатых систем одного геоблока на один-два периода, реже на одну-две эпохи. Для геоблоков характерно наложение («активизация») тектонических процессов, существенно меняющих режим, установившийся в течение длительного времени. Между геоблоками развиваются межглыбовые (межблоковые) пограничные структуры. Т. Н. Симоненко, Л. В. Булина и Т. В. Спрыгина (1969 г., стр. 133) считают, что «...мегаблоки, выделенные на основании анализа геофизических полей, представляют крупные участки консолидированной земной коры, каждый из которых имеет свои специфические черты глубинного строения, общие для данного мегаблока в целом». В более ранней работе Т. Н. Симоненко и М. М. Толстихина (1968, стр. 37), рассматривая блоковое строение складчатого фундамента Европейской части СССР, указывали, что блоком (основным или крупным) следует называть «...участок коры, характеризующийся однотипными гравитационными и магнитными полями, ограниченный относительно узкими (по сравнению с размерами участка) зонами крутопадающих, иногда более пологих, разломов различной глубинности». Эти определения мегаблока дополняют друг друга.

Представляется правильным термин «мегаблок» (табл. 25) оставить за более мелкими, чем геоблок, глыбовыми структурными подразделениями. Однако намечаются и расхождения в понимании блоковых структур. По мнению упомянутых авторов, наряду с полигональными мегаблоками сложной формы имеются и сильно вытянутые мегаблоки (например, Уральский, Гиссарский, Кавказский и др.), близкие по конфигурации с соответствующими складчатыми системами. Это по существу уже не блоковые (или мегаблоковые), а межблоковые структуры, относящиеся к другой системе поднятий и имеющие свою номенклатуру (Красный, 1967). Схема размещения геоблоков Сибири и Дальнего Востока (по Л. И. Красному, 1967) дана на рис. 31.

Группой петрологов-рудников (М. А. Фаворская и др.) с позиций магматизма и металлогении изучались геоблоки (они их называют сквозными структурами — трансрегиональными мегаблоками), объединяющие разнородные структуры земной коры. Ширина таких структур до 1500 км, длина — первые тысячи километров. Они ограничены трансрегиональными разломами и характеризуются особенностями проявления магматизма. При этом акцентируется внимание на синхронное развитие и угасание магматических и металлогенических процессов. Так, в Амурском гео-

## Классификация

Блоковые (глыбовые структуры)	Размеры (площадь в км <sup>2</sup> )	Главные структурные элементы, составляющие или входящие в блоки (глыбы)
Геоблоки (над-региональные)	1—5 млн.	I — щиты, плиты, складчатые системы с срединными массивами II — краевые моря вместе с дугами и желобами, краевые плато с островами (микроматерики) III — абиссальные котловины (талассоплены)
Мегаблоки (региональные)	Сотни тысяч	I — части щитов, плит; крупнейшие массивы, синеклизы II — погруженные массивы краевых морей, глубоководные котловины III — возвышенности и погружения в пределах талассопленов, вулкано-генные нагорья
Сложные блоки	Десятки тысяч, реже сотни тысяч	I — массивы (пограничные, внутренние, краевые), блоки и впадины платформ II — поперечные поднятия и погружения геосинклинальных складчатых систем
Простые блоки	Тысячи	Вулканики, однородные фрагменты массивов, кальдеры, криптовулканические структуры
Локальные блоки	До первых сотен	Небольшие грабены и горсты, возможно мульды; интрузивные тела

блоке, который, по мнению автора, охватывает структуры Забайкалья, Монголии и Северного Китая, граниты (140—130 млн. лет) сопровождаются родственным рядом кварц-редкометалльных формаций (кварц-вольфрамитовое, кварц-молибденитовое и реже кварц-касситеритовое оруденение).

В. И. Смирнов (1969) считает, что для рудных провинций СССР характерны типоморфные металлы, придающие каждой из них свою особую «металлогеническую окраску». Так, в Забайкальско-Приморской провинции к типоморфным относятся месторождения золота, в Колымо-Чукотской — золота и олова, в Кавказской — меди, молибдена, отчасти полиметаллические, в Уральской — железа и т. д. Эта металлогеническая специализация, сопровождающаяся наследованием характера рудообразования, как нам кажется, под-

## блоковых структур

Возможные глубинные связи	Граничные разломы	Минерагенические площади	Примеры
Мантийные	Надрегиональные и региональные разломы, уходящие в мантию	Надрегиональные ареалы	Казахский, Амурский, КСлымский, Калифорнийско-Колорадский, Галф (Мексиканского залива), Беринговский, Карибский, Восточно-Новозеландский (Новозеландское плато)
		Региональные ареалы	Алданский, Тунгусский, Омолонский, Центрально-Охотский, Венесуэльская котловина, возвышенность Шатского, нагорье Маркус—Неккера
Коровые	Внутрирегиональные разломы фундамента, скрытые и выходящие на поверхность разрывы, часто коровые	Металлогенические зоны (области)	Ханкайский, Аргунский, блоки Украинского и других щитов, поперечные поднятия и погружения альпид Южной Европы
		Рудные районы	Блоки Юго-Восточного Приморья
		Рудные поля	—

крепляет идею выделения геоблоков. Это относится и к геоблокам катастабильного профиля. Так, например, Западно-Сибирский геоблок уникален, будучи одной из крупнейших нефтегазоносных провинций Земли.

Остановимся на описании геоблоков других континентов. Особенно рельефно глыбовое строение видно на тектонических картах и схемах континентов Гондваны — Африки и Антарктиды. Полигональной формы щиты здесь перемежаются с синеклизами. Так, например, в Западной Африке различаются щиты Регибатский (0,4 млн. км<sup>2</sup>) и Туарегский (0,5 млн. км<sup>2</sup>) на севере и Леоно-Либерийский (0,4 млн. км<sup>2</sup>) и Дагомейско-Нигерский (0,9 млн. км<sup>2</sup>) на юге и расположенные между ними синеклизы Туадени (1,4 млн. км<sup>2</sup>) и Мали-Нигерская (0,7 млн. км<sup>2</sup>). Не менее ярко

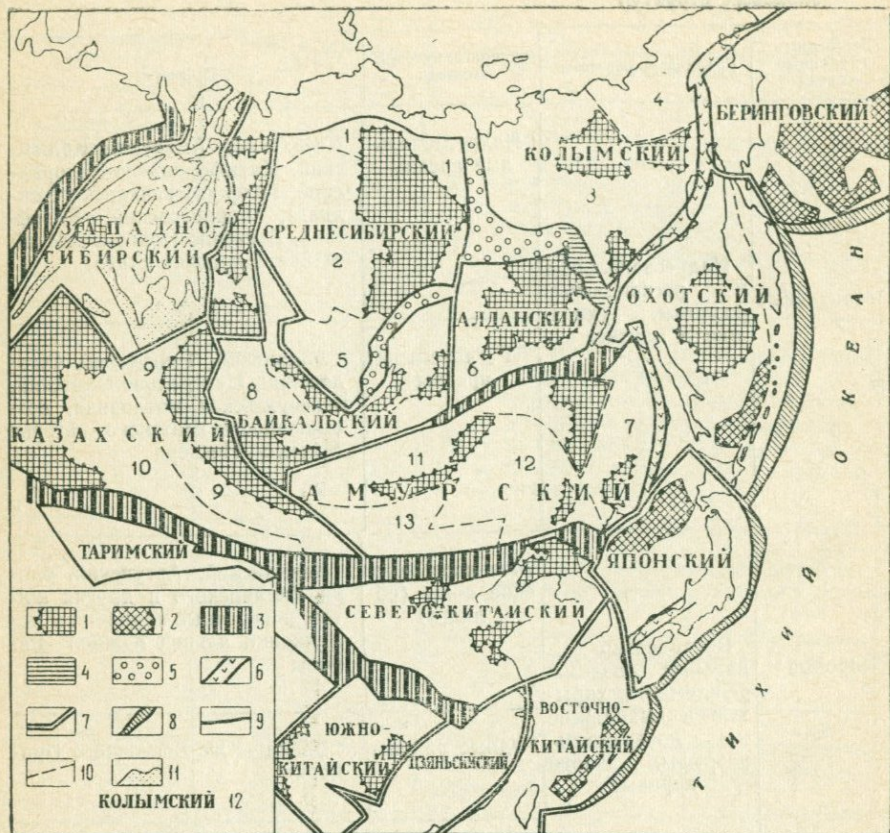


Рис. 31. Схематическая карта геоблоков Азии. По Л. И. Красному (1967)

1 — массивы; 2 — погружения краевых морей с субокеанической корой; 3 — геосинклинальные складчатые системы; 4—5 — прогибы (4 — перикратонные, 5 — краевые); 6 — вулканические пояса и их звенья (вулканогены); 7 — краевые швы; 8 — глубоководные желоба; 9—10 — границы (9 — прогибов и желобов, 10 — геосинклинальных систем; 11 — складчатые структуры фундамента Западно-Сибирской плиты; 12 — геоблоки. Складчатые системы: 1 — Оленекская, 2 — Тунгусская, 3 — Верхоянская, 4 — Чукотская, 5 — Ангарская, 6 — Становая, 7 — Сихотэ-Алинская, 8 — Кузнецко-Яблоновская, 9 — Зайсанская, 10 — Джунгарская, 11 — Монголо-Охотская, 12 — Большехинганская, 13 — Южно-Монгольская

выражены геоблоки и в других частях этого континента. Некоторые из упомянутых синеклиз имеют длительное нисходящее, катастабильное развитие (синеклиза Туадени с рифея).

Исследование Антарктиды советскими и зарубежными геологами подтвердило гипотезу геоблокового строения континентов. Как видно на тектонической схеме Антарктиды (рис. 32), на этом материке, согласно данным Г. Э. Грикурова, М. Г. Равича и Д. С. Соловьева, могут быть выделены отдельные геоблоки площадью от 1 до 3,8 млн. км<sup>2</sup>. К анастабильным геоблокам относятся щиты Земли Виктории, Земли Принцессы Елизаветы и Земли Эндерби.

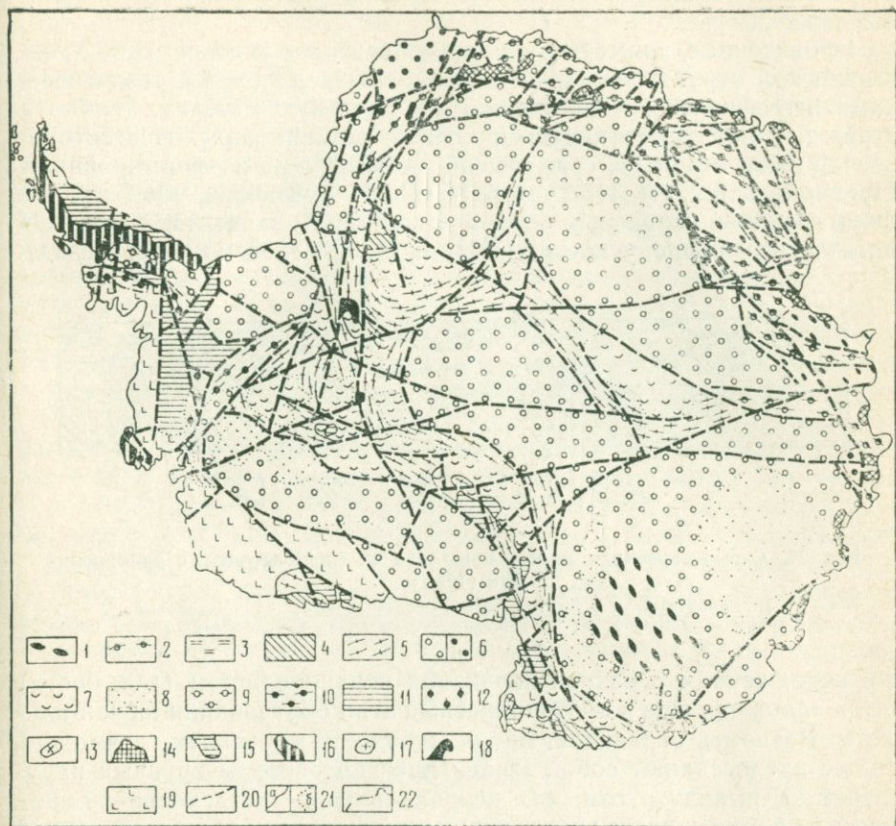


Рис. 32. Тектоническая схема Антарктиды. По Г. Э. Грикурову, М. Г. Равичу и Д. С. Соловьеву с упрощением (1970)

Области добайкальской складчатости: 1—2—дорифейский кристаллический фундамент (1—A—PR?, 2—то же в зонах позднебайкальской активизации); 3—протерозойские складчатые системы. Области байкальской складчатости: 4—древние ядра; 5—позднебайкальские складчатые комплексы. Чехол платформ: 6—R—PZ (светлые кружки—R—MZ, темные—R—PZ); 7—PZ<sub>2</sub>—MZ; 8—MZ—KZ (?). Области мезозойской складчатости: 9—10—складчатые комплексы (9—позднебайкальские, переработанные в раннекиммерийскую эпоху, 10—раннекиммерийские); 11—раннемезозойские впадины и прогибы, наложенные на область раннекиммерийской складчатости; 12—кайнозойские постгеосинклинальные (?) структуры в крупных подледных впадинах. Интрузии складчатых областей: 13—PR (добайкальские) габбро-анортозиты; 14—PR—PZ, (преимущественно байкальские) чарнокиты; 15—PZ (преимущественно позднебайкальские) гранитоиды; 16—MZ (преимущественно гранитоиды); 17—PZ<sub>2</sub> (нефелиновые сyenиты); 18—MZ траппы (крупные дифференцированные интрузии); 19—N—Q лавы и туфы базальтового состава (Антарктический вулканический пояс); 20—разломы; 21—границы (a—установленные и предполагаемые в пределах участков со снятым ледниковым покровом, б—предполагаемые подо льдами); 22—участки с обильными коренными обнажениями

Между ними расположены катастабильные геоблоки, выполненные рифейским — нижнепалеозойским и среднепалеозойским — нижне-мезозойским чехлом.

Приведенные примеры геоблоков относятся к современной тектонической структуре земной коры и подтверждаются геологическими и геофизическими данными на известную глубину. Геоблоки отражают предшествующую эволюцию земной коры. Неотектонический этап, вероятно, существенно не влияет на их формирование. Предполагается (А. И. Тугаринов, Г. В. Войткевич, 1966 г.), что формирование первичных блоков земной коры относится к предгеологическому периоду истории Земли (4500—3500 млн. лет назад).

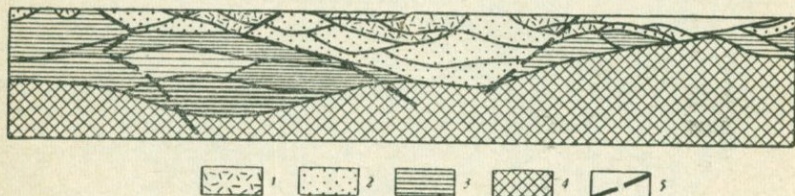


Рис. 33. Схема строения земной коры. По Ф. С. Моисеенко, с дополнениями (1969)

С л о и: 1 — гранитный; 2 — диоритовый; 3 — базальтовый; 4 — подкорковый; 5 — условные границы геоблоков. Густота штриховки означает изменение плотности пород

Не исключено, что основа первичной неоднородности (делимости) была заложена еще в протопланетный этап образования нашей планеты. Разломы, ограничивающие геоблоки в океанах, возможно, также представляют собой звенья древней системы крупных нарушений. К выводу о том, что первоначальное разделение земной коры на блоки явилось контролирующим фактором при последующей ее деформации пришли также Д. Муди и Д. Хилл (1960). В современном ограничении геоблоков — разного рода шовных зонах — проявляются более ранние линейные элементы. Новые данные по геологии и геофизике подтверждают идею о неоднородности тектоносферы.

Плотностная неоднородность верхней мантии под Тихим, Атлантическим и Индийским океанами, под Америкой, Евразией и Африкой, наличие крупных зон неоднородной намагниченности верхней мантии, определение петрологических и физических характеристик мантийного (?) материала, соотношения между тепловыми потоками и землетрясениями, соотношение между современным рельефом, аномалиями силы тяжести и положением границы Мохоровичича, пересчеты магнитного поля для различных высот — все это бесспорно свидетельствует о том, что в вертикальном и латеральном направлениях земная кора обладает особенностями, обуславливающими известную индивидуальность геоблоков. Можно согласиться с Ф. С. Моисеенко (1969), что идея своеобразного универсализма, предполагавшая обязательность сплошного прослеживания

в пределах континентов всех слоев земной коры, несостоятельна. Полученные им материалы по обширному региону Южной Сибири привели к выводу, что собственно «гранитный» и «диоритовый» слои не являются непрерывными даже в пределах отдельных регионов. На рис. 33 приведена принципиальная схема земной коры по Ф. С. Моисеенко, которая, как нам кажется, теоретически обосновывает глубинное строение геоблоков. Чрезвычайно интересны и построения, которые на основе анализа гляциоизостатических движений выявляют районы развития этих движений, в области (в Феноскандии и Канаде) размером в сотни тысяч километров (Артюшков, 1968 и др.). Эти размеры совпадают с принятыми нами для гео- и мегаблоков. Другое важное обобщение, предлагаемое Е. В. Артюшковым, — о том, что конвективная неустойчивость — это, вероятно, очень существенный источник энергии тектонических процессов, возникающий вследствие перераспределения в поле силы тяжести различных веществ согласно их плотности.

Планетарное растрескивание, или, другими словами, система регматического раскалывания, в результате которой происходило первичное деление земной коры на геоблоки, могло возникнуть вследствие разрядки напряжения в контрастно сопрягающихся глубинных структурах. Протопланетные узлы и ядра и последующее формирование первичных блоков создало глыбовую (или петельчато-глыбовую) начальную структуру тектоносферы. Унаследованность этой первичной делимости имела решающее значение при дальнейшей эволюции мантии и коры. Какими бы ни были преобразования и перестройки верхних оболочек геоида, в них, вероятно, сказывались древнейшие элементы делимости.

### СООТНОШЕНИЯ СТРУКТУР ЗЕМЛИ

В конце прошлого и в первой четверти текущего столетия появились данные, позволившие распространить геологические обобщения на весь земной шар или отдельные его крупные части (Э. Зюсс, А. П. Карпинский, Э. Ог, А. А. Борисяк, К. Шухерт и др.). В 20- и 30-х годах широкое применение получили классификации С. Бубнова и в Советском Союзе — Е. В. Милановского и А. Н. Мазаровича. В них выделялись глыбы первого порядка, обладающие преимущественным воздыманием (Балтийский, Алданский и Украинский щиты), глыбы второго порядка, подверженные как поднятиям, так и опусканиям (Шварцвальд, Чешский массив, Восточный Казахстан, Алтай, Урал, Тянь-Шань). Шельфам (плитам) свойственно уже преобладающее погружение. К наиболее устойчивым структурам этого типа отнесены погруженные части Русской и Сибирской платформ. Парижский бассейн и Лено-Вилуйская впадина были использованы в качестве примеров подвижного шельфа (подвижной плиты). По А. Н. Мазаровичу, геосинклинали второго порядка: Донецкий бассейн, Мангышлак и Кавказ, а геосинклинали первого порядка — палеозойские — Урал и Алтай, более молодые —

Альпы и Карпаты. Легко заметить, что в этих классификациях приведены хорошо известные советским геологам под другими названиями структурные элементы. Так, устойчивые шельфы, по С. Бубнову, соответствуют срединным массивам; геосинклинали второго порядка, по А. Н. Мазаровичу, — в основном авлакогенам или близким к ним структурам.

В 30—40-х годах М. М. Тетяев, а немного позднее В. В. Белосов (1948 г.) разработали систематику тектонических структур, которая и в настоящее время применяется довольно широко.

В 50—60-х годах под руководством Н. С. Шатского были разработаны основы тектонической систематики, которые нашли воплощение в изданных тектонических картах СССР и Международной тектонической карте Европы. Дальнейшее развитие этих предложений было осуществлено в сводке по «Тектонике Евразии» (редактор А. Л. Яншин, 1967) и во многих тектонических работах в СССР и за рубежом.

В 60—70-х годах систематика тектонических структур была разработана В. Е. Хаиным (1960) и группой ведущих тектонистов СССР — А. А. Богдановым, М. В. Муратовым и В. Е. Хаиным (1963).

Классификация структурных элементов геосинклинальной — складчатой (подвижной) области в зависимости от ее стадийного развития была предложена автором (Л. И. Красный, 1961 г.). И, наконец, совсем недавно В. Е. Хаиным (1971) была дана общая классификация глубоких и крупнейших коровых структур, использованная им в сводке по тектонике континентов.

Классификацией тектонических структур континента занимались О. А. Вотах и В. А. Соловьев (1969, 1970 гг.). Ими были опубликованы схемы, в которых можно найти ряд рациональных предложений. Во-первых, существенным является разделение структурных элементов на две группы: «исходную» и «производную». Во-вторых, введено представление об орогенных и складчатых ярусах чехла платформы, а также разделены срединные массивы фундамента молодых платформ и складчатых (геосинклинальных) областей. Однако неправильно отнесены перикратонные прогибы к древним платформам и перикратонные складчатые системы — к складчатым областям. Они, несомненно, принадлежат к краевым (пограничным) структурам.

Краткий обзор классификаций структурных элементов (табл. 26) показывает, что в эволюции взглядов на их соотношения и соподчинение обнаруживаются следующие тенденции:

1. Стремление выделять тектонические подразделения в соответствии с историческими этапами развития регионов. Например:

- а) геосинклиналь —→ складчатая зона —→ платформа,
- б) структурные ярусы геосинклинальных складчатых систем: нижние (геосинклинальные прогибы и геоантиклинальные поднятия) —→ средние (антиклинории, синклинории) —→ верхние (межгорные и другие орогенные впадины),

- в) сводовые поднятия → рифтовые системы,
- г) перикратонные прогибы → краевые складчато-глыбовые системы,
- д) океанские платформы → срединноокеанские подвижные пояса.

2. При тектонических исследованиях учитывать как специфику конкретных регионов, так и путем сравнительного анализа отыскивать общие признаки, закономерно охватывающие всю Землю. Например: а) общая группировка геосинклиналей (энсиматические, энсиалические); б) особенности состава (офиолитовые, кремнисто-вулканогенные, терригенно-туфовые, карбонатные, терригенные, флишевые) и т. д.

3. Обоснование исторической направленности в смене структурных форм:

Литоплиты — — → протоплатформы — — → древние платформы — — → молодые платформы — — → современные шельфы.

Протогеосинклинали — — → геосинклинали — — → островные дуги.

4. Выявление соразмерности структур: а) охватывающих всю планету или ее значительные части; б) различающихся в пределах регионов; в) имеющих подчинение, районное значение. Например: а) глобальные (подвижные пояса — срединноокеанские, окраинно-материковые, внутриматериковые), б) региональные (геосинклинали — складчатые системы, краевые и перикратонные прогибы, платформы), в) локальные структуры — отдельные антиклинали и синклинали, соляные купола.

5. Выделение структурных элементов по совокупности признаков (тип, ритм и скорость тектонических движений, особенности литогенеза, магматизма, метаморфизма, геофизических характеристик).

Остановимся на принципе соответствия (соразмерности) размеров структур и их глубинных связей. Н. С. Шатский уже давно пришел к выводу, что чем структуры крупнее, тем они дольше живут; при этом захватываются и большие глубины. Недавно эту мысль так сформулировали С. И. Субботин и др. (1968): «Самый общий принцип определения соотношения горизонтальных размеров геоструктурных зон земной коры с глубинами размещения очагов, вызвавших их образование, заключаются в прямой зависимости между ними. Геоструктуры больших горизонтальных размеров формируются за счет процессов, протекающих на глубинах, определяемых многими сотнями километров» (стр. 146). Близкие представления развивает и Ван Беммелен (Van Bemmelen, 1966 и др.).

Довольно полное представление о размещении структурных элементов на Земле дает табл. 26. Вписанная в треугольник схема (рис. 34) оказалась удобной для рассмотрения общих тенденций историко-геологических и пространственных соотношений между главнейшими рядами структурных элементов. В самом общем виде на Земле различаются: а) крупные относительно устойчивые глы-

## Систематика

С. Н. Бубнов (1933 г.)	А. Н. Мазарович (1938 г.)	В. В. Белоусов (1948 г.)	Н. Крумбейн и Л. Слосс (1951 г.), П. Бэдгли (1965 г.)
<b>Глыба:</b> I порядка II порядка	<b>Глыба:</b> I порядка II порядка	<b>Геосинклиналь</b> Интрагеосинклиналь Интрагеоантиклиналь Центральное поднятие Краевой прогиб Межгорный прогиб	<b>Структуры подвижного ряда:</b> Система островных дуг Океанский желоб Вулканическая геоантисклиналь Эпизеогосинклиналь Ортогеосинклинальный пояс Эвгеосинклиналь Миогеосинклиналь Геоантисклиналь Постороженный бассейн Рифтовая долина
<b>Шельф:</b> Устойчивый Ангомогенный Подвижный	<b>Плита:</b> Устойчивая Подвижная Краевая	<b>Складчатая зона</b> Антиклинорий Синклинорий	<b>Структуры стабильного ряда:</b> Кратон Шельф: Стабильный Нестабильный Бассейн: Внутрикратонный Поперечный Обрамленный Изолированный Внутрикратонное поднятие Континентальный шельф Континентальный склон Континентальное подножье
<b>Геосинклиналь</b> <b>Глубокое море</b>	<b>Геосинклиналь</b> I порядка II порядка	<b>Платформа</b> Субгеосинклиналь Субгеоантисклиналь	

## тектонических элементов

Н. С. Шатский (1951 г.)	А. А. Богданов, М. В. Муратов, В. Е. Хаин (1963 г.)	О. А. Вотях (1969 г.), О. А. Вотях, В. А. Соловьев (1970 г.)	В. Е. Хаин (1971 г.)
<b>Складчатая область</b> Структурный ярус: Нижний Срединный массив Средний Антиклинорий Синклинорий Верхний Межгорная впадина	<b>Геосинклинальная область</b> Геосинклинальная система Эвгеосинклиналь Миогеосинклиналь <b>Платформа</b> Древняя Молодая <b>Орогенный пояс</b> Краевой прогиб Межгорная впадина	<b>Древняя платформа</b> Фундамент Метаморфический ярус Интеркратонная геосинклиналь Чехол: Плитный ярус Орогенный ярус <b>Молодая платформа</b> Фундамент: Геосинклинальный ярус Орогенный ярус Чехол: Плитный ярус Орогенный ярус	<b>Океаническая платформа</b> Океаническая плита Талассоантеклиза Талассосинеклиза <b>Срединноокеанский орогенный пояс</b> Осевая зона Склон Центральное рифтовое поле <b>Геосинклинальный пояс</b> Геосинклинальная область Геосинклинальная система Срединный массив <b>Складчатый эпигеосинклинальный орогенный пояс</b> Складчатая горная страна Мегантиклинорий Мегасинклинорий Передовой прогиб <b>Молодая платформа</b> Кряж Плита Перикратонный прогиб <b>Древняя платформа</b> Щит Плита Перикратонное опускание <b>Глыбовый эпиплатформенный орогенный пояс</b> Глыбовая горная страна
<b>Платформа</b> Структурный этаж Складчатый фундамент Чехол Щит Плита Антеклиза Синеклиза	<b>Пограничные структуры</b> Краевой прогиб Краевой шов Окраинный вулканогенный пояс	<b>Океаническая платформа</b> Фундамент Чехол <b>Краевая структура</b> Геосинклинальная Плитная <b>Исходные структурные элементы:</b> Нуклеары Протогеосинклинали Протоплиты Геосинклинали Орогены Плиты Глубинные разломы	

бовые, в целом асейсмичные структуры с выровненным рельефом — это кратонные области. На континентах — платформы (эпейрократоны, по В. Е. Хайну), в океанах — талассократоны (океанские платформы). В переходной зоне от континента к океану только отдельные, наиболее значительные по размерам глубоководные

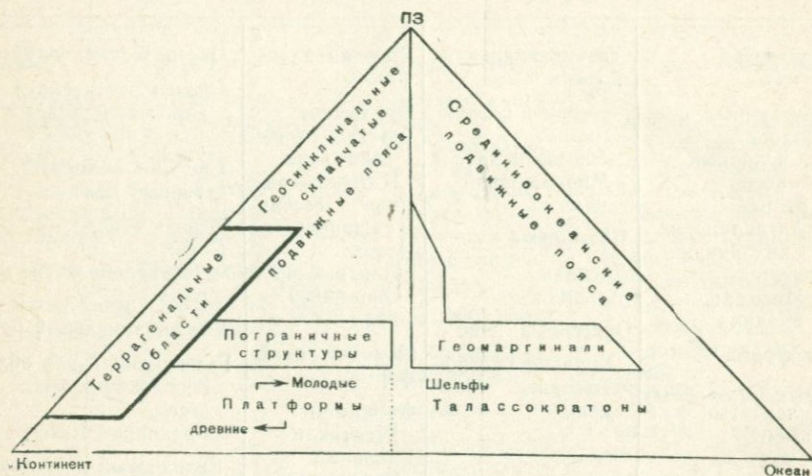


Рис. 34. Общая схема соотношения структур Земли (по Л. И. Красному). ПЗ — переходная зона от континента к океану (транзиталь)

котловины (например, Филиппинская) могут быть сравнимы с абиссальными котловинами талассократонов. К кратонным областям принадлежат также молодые платформы (плиты типа Западно-Сибирской) и погруженные плиты — шельфы; б) большие пространства на Земле заняты подвижными поясами, областями и системами. Эти мобильные площади, как правило, линейно вытянуты. Их глубинные связи более сложные и разнообразны. Они прослеживаются во всех трех типах планетарных структур, причем почти полностью охватывают переходную зону от континента к океану (транзиталь). В пределах континентов, за исключением морей средиземноморского типа и прилегающих к ним районов, геосинклинальные складчатые пояса завершили свое развитие, а в переходных зонах это развитие продолжается. «Живые» подвижные пояса срединноокеанского типа занимают огромные пространства в океанах. Существенное значение имеют на континентах подвижные области и системы негеосинклинального ряда, выделенные под названием тетрагенальных. Они, несомненно, самостоятельны и наиболее четко выражены в современных горных странах. В энергетическом отношении тетрагенальные системы находятся ближе к подвижным, чем к кратонным областям; в) пограничные структуры, которые прослеживаются на континентах в переходных зонах и океанах. Они четко выражены между плат-

формами и геосинклинальными складчатыми областями (краевые и перикратонные прогибы). Хорошо прослеживаются и окраинные — геомаргинальные системы, сочленяющие океаны и континенты или океаны и переходные зоны. Эти структуры имеют ведущее значение (вместе с плитами и шельфами) в нефтегазоносности Земли (рис. 35).

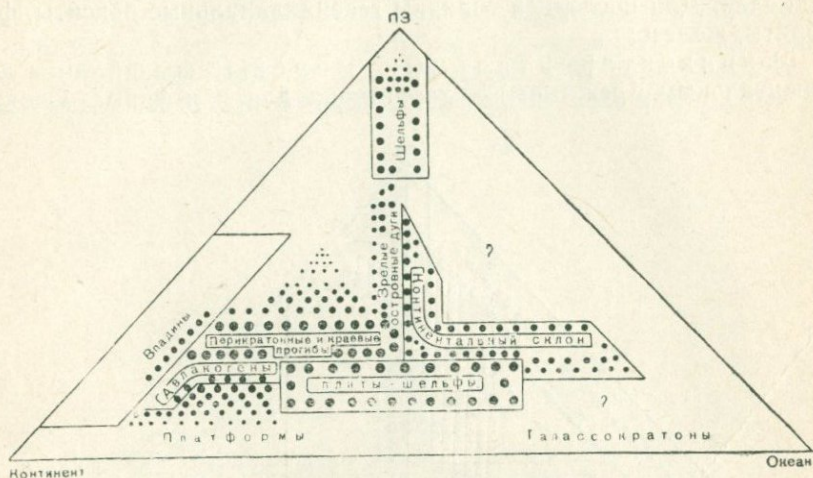


Рис. 35. Схема связи нефтегазоносности со структурами. Размеры кружков условно соответствуют значению нефтегазоносных областей и провинций

На рис. 36 показаны следующие фациальные обстановки:

1) океанская (в широком смысле), охватывающая талассократоны (и входящие в них талассоплены) и срединноокеанские поднятия (с георифтогеналями). Характерны огромные площади, занятые железо-марганцевыми конкрециями;

2) субокеанская, обнимающая геомаргиналь, т. е. континентальный склон (с уступом и подножьем) и своеобразную океанскую область с мощным развитием суспензионных потоков. В пределах геомаргиналей известны промышленная нефтегазоносность и фосфориты. Возможно, к субокеанским условиям образования следует относить и глубоководные океанские желоба. Тогда вся система специфических пограничных структур между переходной зоной и океаном (или континентом и океаном) попадает в одну группу;

3) лагунная, распространенная в перикратонных и краевых прогибах (и авлакогены). Для них характерны эвапориты (гипс, соль), угли, нефтегазоносность и фосфориты;

4) морская → континентальная — типичная для геосинклинальных складчатых областей. Именно эта контрастная

смена режимов характерна для регионов, в которых ранняя собственно геосинклинальная стадия является стадией прогибания, а поздняя (инверсионная, орогенная) — воздымания. Морской геосинклинальный режим с подводными вулканитами (энсиматическая группа) существенно важен для образования осадочно-эффузивных месторождений (колчеданные руды, железо, марганец), а без подводного вулканизма — для энсиалической группы геосинклиналей. Для последней типичны геосинклинальные бокситы, фосфориты, железо;

5) эпиконтинентальных морей (с подчиненным континентальным режимом) — характерна для платформ. Светлые

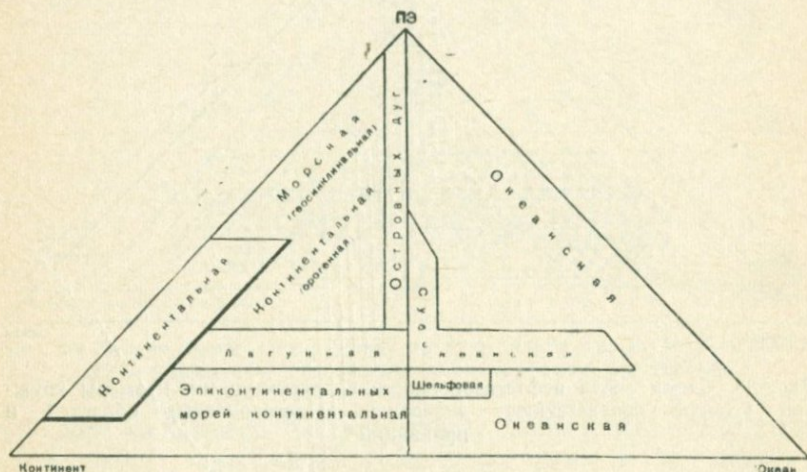


Рис. 36. Схема взаимных связей главных фациальных обстановок

известняки, чистые кварцевые пески (песчаники), иногда кремни (трепела, опоки) типичны для этих морей. Эпиконтинентальными морями заняты и современные шельфы, обладающие весьма крупными нефтегазоносными ресурсами. Бокситы, угли, соли, железо, марганец, фосфориты, сера — наиболее важные полезные ископаемые осадочного происхождения. Возможно, сюда следует присоединить свинец, цинк, а также россыпи (титаномагнетит, рутил и др.);

6) континентальная — охватывает тетрагональные системы с их межгорными и предгорными впадинами, заполненными вулканогенно-осадочными и осадочными озерными и аллювиальными толщами. Впадины нередко угленосны.

Особенности регматического деления структур Земли приведены на рис. 37.

Распределение важнейших магматических пород и эндогенных месторождений показано на рис. 38 и 39. При этом следует заметить, что намечается общность большой группы структур с их маг-

матизмом. Их минерагения связана со значительными подкоровыми глубинами. В последние годы В. И. Смирнов, М. И. Ицксон, Е. А. Радкевич, Ф. К. Шипулин, Ю. А. Кузнецов и др. обратили внимание, что ювенильная базальтоидная магма, будучи материнской в определенного типа геосинклиналях (энсиматических), связана с рудогенезом. В. И. Смирнов считает, что и при платформенном режиме, в рифтовых системах ювенильная базальтоидная магма также играет ведущую роль. Родоначальная глубинная базальтоидная магма — точнее выплавки базальта (К. Купо, 1963 г.; Green, Ringwood, 1966 г.; В. В. Белоусов, 1969 г.), поднимаясь по глубинным разломам, в наибольшей степени сохраняет черты юве-

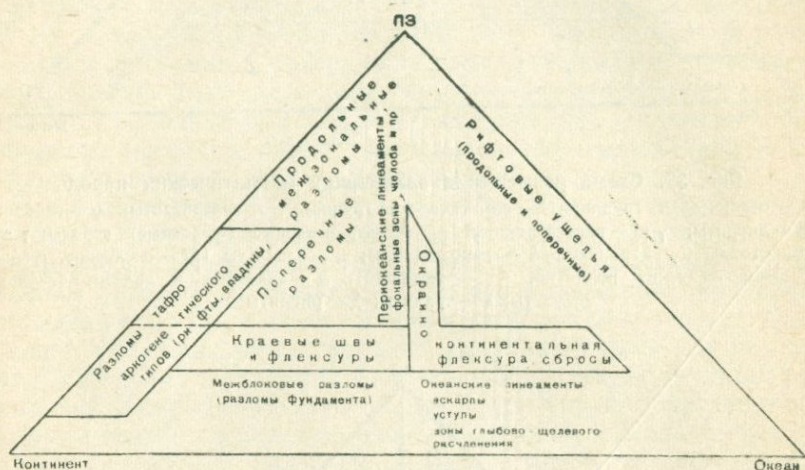


Рис. 37. Схема размещения регматических и близких к ним структур

нильного происхождения, если поток глубинных растворов следует через среду, химически сходную с той, откуда эти растворы отделились (Ицксон, 1965). Установлено, что одна суперрегиональная тектоно-магматическая группа объединяет магматизм и металлогению платформ, пограничных структур, энсиматических геосинклиналей (на континентах), большинство островных дуг и, вероятно, континентальных склонов (в переходной зоне) и срединных океанских поднятий, внутритрокеанских вулканогенных поясов и нагорий (в океанах). Естественно, что в геосинклинальной обстановке оруденение разнообразнее и интенсивнее. Однако уже сейчас можно прогнозировать наличие богатых руд на континентальных склонах (геомаргиналях) — регионах, подверженных интенсивному разломообразованию. Высокие содержания никеля, кобальта и меди в железо-марганцевых конкрециях, вероятно, отдаленно связаны с подводным вулканизмом. Любопытно напомнить, что на островах Фиджи (R. V. Vand, 1966 г.) к конечной стадии дифференциа-

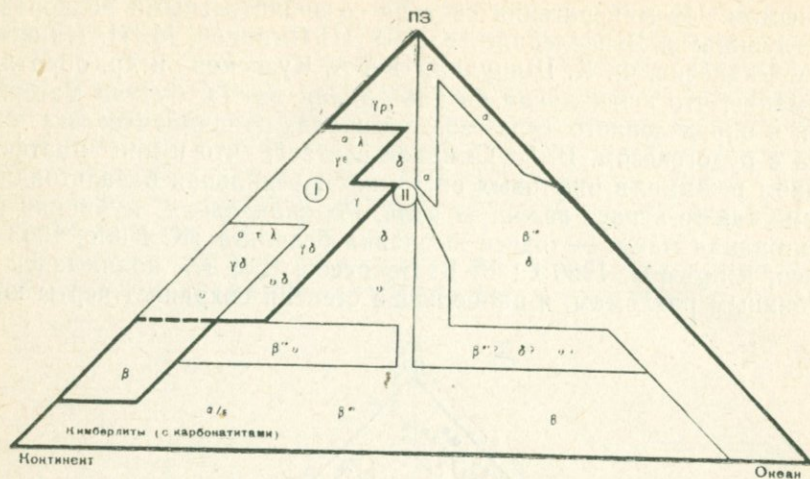


Рис. 38. Схема размещения важнейших магматических пород

I — сиалическая группа; II — симатическая группа;  $\sigma$  — гипербазиты;  $\nu$  — габбро;  $\delta$  — диориты;  $\gamma p$  — плагнограниты;  $\sigma\sigma$  — ультраосновные (щелочные) породы;  $\gamma$  — гранитонды ( $\gamma$  — граниты,  $\gamma\delta$  — гранодиориты);  $\beta$  — базальты ( $\beta'$  — океанские,  $\beta''$  — срединноокеанских поднятий,  $\beta'''$  — платформы);  $\alpha$  — андезиты и андезито-базальты;  $\tau$  — трахиты;  $\lambda$  — риолиты

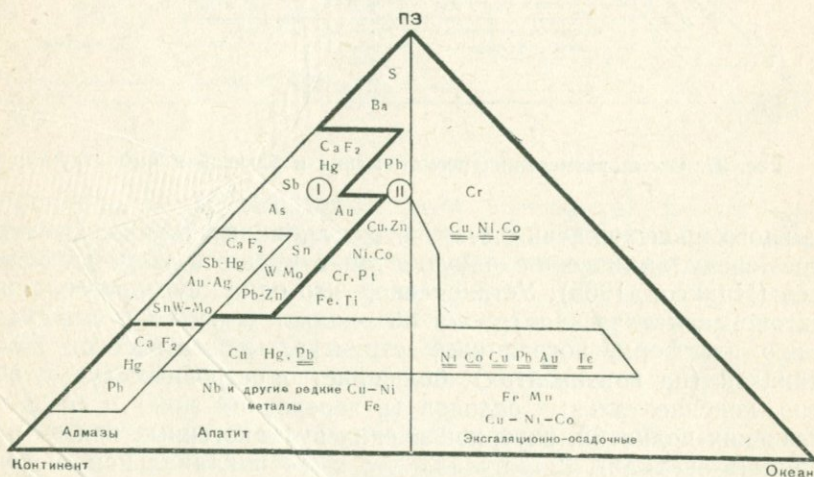


Рис. 39. Схема размещения эндогенных месторождений: I — сиалическая группа, II — симатическая группа

ций плиоценовых щелочных оливиновых базальтов приурочены промышленные золото-теллуридовые месторождения Ватукуола.

Геосинклинальные складчатые области энсиалического профиля и большая часть террагональных областей располагается целиком в пределах материков. Здесь ювенильные растворы в силу особых свойств коры (мощный гранитно-метаморфический слой) и меньшей глубинности разломов претерпевают большие физико-химические изменения. Начинается селективное или более полное плавление гранитно-метаморфического слоя, чему способствует проникновение из глубин воды и растворенных в ней щелочей. Импульсы этого процесса зарождаются, очевидно, в верхней мантии и оттуда поддерживаются все новыми порциями растворов, которые являются также теплоносителями (Ю. А. Кузнецов, А. Л. Яншин, 1969 г.). Установлено (Ициксон, 1965), что ювенильные растворы при своем движении к поверхности, при вхождении в гранитно-метаморфический слой встречают химически контрастную среду и вступают в активные обменные и иные реакции. С точки зрения глубинного процесса между энсиалическими геосинклиналями и террагенальными областями существенной разницы нет.

Для внешней зоны Тихоокеанского подвижного пояса автором (Красный, 1968) было показано, что мезозойские и местами раннекайнозойские гранитоидные интрузивы со специфической минерализацией развиты: в пределах Верхояно-Колымской терригенной складчатой области, в плутоногенной области Становика, в горных сводовоглыбовых областях Забайкалья, вдоль стыков поздних байкалид, каледонид и герцинид Северной Монголии, прослеживаются в широкой Яньшаньской зоне Северного Китая, в катазиатском блоке каледонид и вдоль массивов в Индокитае и Малайе; они также образуют весьма протяженные цепи в пределах Восточно-Азиатского вулканогенного пояса. В Северной и Южной Америке и в Антарктидах также прослеживаются вытянутые вдоль разломов мезозойские гранитоиды.

На основании изложенного можно установить закономерность: осадконакопление в совокупности с тектоническими процессами создает относительное разнообразие тектоно-литологических обстановок, тогда как явления магматизма (и соответственно эндогенная металлогения), в целом связанные с глубинными процессами, охватывающими крупные блоки планеты, менее индивидуализированы. Ими создаются сходные тектоно-магматические обстановки на громадных протяженных поясах Земли.

### **ПУТИ УСОВЕРШЕНСТВОВАНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СИСТЕМАТИКИ И ТЕРМИНОЛОГИИ**

Тектоника в семействе геологических наук занимает особое положение. Это фундаментальная отрасль геологии в том смысле, что на нее опираются стратиграфы, литологи, петрологи, специалисты в области геологии полезных ископаемых (металлогенисты, нефтяники, угольщики и др.), а также геофизики и геохимики. Однако

Тектоническая терминология и номенклатура сейчас, как и много лет назад, не имеет системы. Д. С. Лотте (1968, стр. 5) по этому поводу писал: «Трудно себе представить плодотворное развитие какой-нибудь науки, если совокупность понятий, которые эта наука рассматривает и излагает, не имеет строго научной терминологии».

Обратимся к смежным геологическим наукам. Для того чтобы утвердить установление нового минерала, «Комиссия по новым минералам» Всесоюзного минералогического общества требует его конституционную и морфологическую характеристики, данные о физических и химических свойствах. Описание нового минерального вида должно сопровождаться анализом вопроса о самостоятельности минерала и об оправданности введения нового названия. В Межведомственном петрографическом комитете создана Терминологическая комиссия, занимающаяся номенклатурой горных пород.

Стратиграфы имеют книгу «Стратиграфическая классификация, терминология и номенклатура» (Изд-во «Недра», 1965), утвержденную Межведомственным стратиграфическим комитетом СССР (МСК) в качестве обязательного положения для геологических организаций СССР. Ими, в частности, выработаны правила стратиграфической номенклатуры, обеспечивающие единообразное построение новых стратиграфических подразделений, унификацию применяемых названий, исключение дублирующих названий и пр. Системы, ярусы, зоны могут получить новое название только после обсуждения на соответствующих комиссиях МСК с последующим утверждением Комитета и в нужных случаях, Международного геологического конгресса.

Создалось странное и противоречивое положение. Десятки тысяч геологов пользуются тектоническими терминами, но исключительно мало сделано для упорядочения их классификации. В 1954 г. в нашей стране началось полистное составление геологической карты среднего масштаба. Она издается в виде серий (более 100), включающих несколько тысяч листов карт разного геологического содержания (Е. Т. Шаталов и А. П. Марковский, 1967 г.). В объяснительных записках к листам дается анализ тектоники соответствующих территорий. При этом выясняется, что неразработанность вопросов тектонической терминологии приводит к существующей несогласованности («несбивке») листов. Каждый автор (и редактор) в зависимости от своих вкусов и традиций пользуется привычными для него названиями тектонических структур.

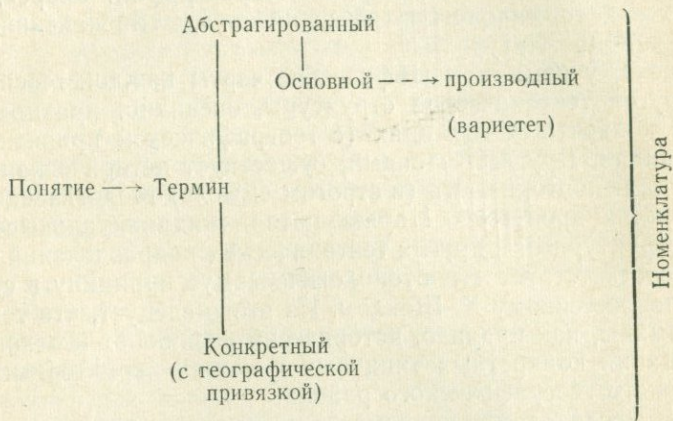
Многие геологи в Советском Союзе (Ю. А. Косыгин, В. Д. Наливкин, М. Г. Бергер, Л. И. Красный, В. П. Нехорошев, Б. И. Борсук) и за рубежом (J. Dennis, 1967) с тревогой обращают внимание на неудовлетворительность состояния тектонической (и геологической) терминологии и номенклатуры. Недавно А. М. Боровиковым было отмечено, что «...количественный рост словарной и «понятийной» базы тектоники происходит по типу лавинной или цепной реакции...» (1968, стр. 5).

Проблемы тектонической систематики и терминологии также се-

рзбно обсуждаются во многих зарубежных странах. Так, например, в США имеется Комитет по структурной номенклатуре Американской ассоциации нефтяных геологов (председатель Д. Л. Блэкстоун), А. Дж. Ирдли, Ф. Кинг, Р. К. Бэдгли и другие в своих работах большое место уделяли вопросам терминологии.

Требования к точности тектонических понятий, разработке новых принципов построения систем понятий в тектонике содержатся в работах В. Д. Наливкина, а также Ю. А. Косыгина, А. М. Боровикова, В. А. Соловьева и др.

Соотношение понятия, термина и номенклатуры применительно к исследуемой области автор представляет в следующем виде:



Для пояснения этой схемы возьмем два примера.

В 30—50-х годах прошлого века в трудах Бэббеджа, Гершеля, Э. де Бомона, Д. Холла сложилось понятие о зонах, содержащих мощные, смятые в складки толщ, образовавшиеся в условиях глубокого прогибания земной коры. В дальнейшем Дэна ввел в литературу для него термин «геосинклиналь». От этого основного термина в дальнейшем были произведены многочисленные варианты: протогeosинклиналь, эвгеосинклиналь, миогеосинклиналь, интрагеосинклиналь и др. Это все абстрагированные тектонические подразделения без географической привязки. Однако, поскольку понятия разрабатываются и применяются в конкретных природных условиях, обычно одновременно возникают и конкретные термины с географической привязкой: Уральская ортогеосинклиналь, Сибирская платформа, Приверхоянский краевой прогиб и др.

Второй пример. В конце прошлого и начале текущего столетия (Э. Зюсс, Э. Ог, Л. Кобер) стали развиваться представления о «центральных или срединных массах... древних ядрах воздымания» и «междугорьях» (Zwieschengebirge) (Яншин, 1965). В советскую геологическую литературу абстрагированный термин «срединный массив» был введен в 30-х годах А. Д. Архангельским

и Н. С. Шатским. В дальнейшем появились варианты: «остаточные массивы», «краевые массивы», «срединные массивы первого, второго и третьего рода» и др. Широко применяются и конкретные термины: Родопский, Центрально-Французский, Чешский и другие срединные массивы в Европе; Восточно-Тувинский, Буреинский, Омолонский и др. в Азии и т. д.

Может возникнуть вопрос о том, что конкретные термины с географической привязкой относятся к тектонической номенклатуре. А. А. Реформаторский (1961) считает, например, что такие слова в ботанике, как «растение», «тычинка», «дерево», «ствол» принадлежат к терминологии, а слова «виктория-регия», «подснежник» — к номенклатуре; или в географии и картографии: «море», «залив», «город» — к терминологии, «Каспийское», «Бискайский», «Москва» — к номенклатуре.

Однако, учитывая специфические черты каждой геосинклинали или другой тектонической структуры, очевидно, правильнее говорить о конкретных терминах (с географической привязкой), а не о названиях. Другими словами, существует историческая обусловленность, неповторимость (в строгом смысле) геологических (и тектонических) процессов. Наблюдаются «индивидуальные» особенности структурных и других тектонических подразделений. Это примерно соответствует «типотопологическому» принципу в стратиграфии, предложенному Х. Шенком. Из этого следует, что тектонические термины, как правило, исторически возникают и основываются на познании конкретных типичных явлений, характерных для определенного географического района.

Итак, исследование показывает, что тектонические структуры — это разной сложности «геологические конструкции», которые можно измерить, снять с них определенные геофизические параметры, увязать с тектоническими движениями (к сожалению, не всегда строго доказанными, часто гипотетическими), которые их создали, а также выявить последовательность событий, формировавших эти структуры. Отсюда выявилась возможность устанавливать систематические признаки по трем естественным группам тектонических подразделений: а) глобальной, б) региональной и в) локальной. Это в целом соответствует выражению тектонических явлений в рельефе Земли (геоструктуры, морфоструктуры и морфоскульптуры).

Глобальные (планетарные) подразделения охватывают весьма значительные самостоятельные части планеты. Их происхождение связано с процессами в тектоносфере и в более глубоких оболочках Земли. К ним, например, относятся эпейрогенетические тектонические движения, охватывающие целые континенты. Глобальные структуры — это океан и материк, переходная зона между ними, срединные океанские подвижные пояса (поднятия), геосинклинальные — складчатые пояса (Тихоокеанский, Средиземноморский), крупнейшие тетрагенальные области или по другой терминологии — эпиплатформенные орогенные пояса. К глобальным циклам тектогенеза относятся многие докембрийские (например, све-

кофенно-карельский), а также байкальский, герцинский, альпийский, охватившие весьма значительные части планеты.

Региональные подразделения прослеживаются в пределах крупных областей, обычно составляя низшую ступень по отношению к глобальным подразделениям. Их происхождение связано с процессами в тектоносфере или в ее верхней части — в земной коре. К ним, например, относятся: складчатые и орогенетические движения в пределах геосинклинальной складчатой системы, платформообразующие движения и др. Региональные структуры — это большая группа подразделений. В пределах материков: древние и молодые платформы (эпипалеозойские и др.), крупные шельфовые области, геосинклинальные складчатые области и системы, пограничные структуры: краевые прогибы и перикратонные опускания, рифтовые системы и др. В пределах океанов: талассоплены, перикратонные океанские валы, региональные океанические разломы. В пределах переходной зоны от континентов к океанам: системы островных дуг, глубоководные субокеанские котловины, глубоководные океанские желоба и др. Региональные хронотектонические подразделения охватывают более короткие интервалы геологического времени глобальных тектонических событий в пределах региона. Так, например, выделяются такие эпохи герцинского цикла тектогенеза, как аппалачская на востоке Северной Америки, уральская в СССР, хонсю — в Японии.

Локальные подразделения охватывают, как правило, части региональных подразделений. Их происхождение связано с процессами в земной коре. К ним, например, относятся: частные движения, так называемые постумные, формирующие единичные грабены, мульды, локальные разломы; вероятно, сюда же относится пластическое течение вещества, создающее кливаж, будинаж и др. К локальным хронотектоническим подразделениям относятся местные фазы тектогенеза, например, лабинская — между ладинским и норийским веками, татарская — между средним и поздним плиоценом. Их следует обозначать соответствующим временным интервалом (например: раннетриасовая фаза, преднеогеновая фаза, послепонтийская — ачкагыльская фаза). Признается правомочность отдельного подхода в геологических исследованиях и при этом выделения систем трех типов: статических (геологическое строение), динамических (геологические процессы) и ретроспективных (геологическая история), развиваемых Ю. А. Косыгиным и его школой (1969). Однако одновременно существует и «органичная целостность» разобранных в этой книге структурных элементов. Природа их, как специфических систем, является тройственной.

Рассмотрим некоторые предложения по упорядочению терминологии и номенклатуры.

Исключительно важно соблюдать правила приоритета — применение термина должно сохраняться в его первоначальном смысловом значении. Весьма нежелательно употребление ранее предложенного термина с новым содержанием. Естественно, что

правило приоритета должно распространяться только на опубликованные в печати термины. Приведем пример, когда первоначальный термин несколько раз искажался и приобретал новые значения. Так, Ч. Шухерт в 1923 г. относил к парагеосинклиналям современные геосинклинальные прогибы, располагающиеся на границе между материком и океаном. Он считал, что парагеосинклинали должны отделяться от океана узкой цепью островов. По Г. Штилле и В. В. Белоусову, парагеосинклинали — это промежуточные структуры между геосинклиналями и платформами. Состав отложений, слагающих парагеосинклиналь, носит обычно платформенный характер, при большой их изменчивости вкрест простирания. Мощности отложений нередко приближается к геосинклинальным, обнаруживая большую выдержанность. В. Г. Бондарчук к парагеосинклиналям относит отдельные геосинклинальные области и отдельные геосинклинали, прошедшие через ряд эпох горообразования. И, наконец, совсем недавно И. П. Атласов и др. (1967 г.) на «Тектонической карте Арктики и Субарктики» показали парагеосинклинальные впадины — структуры, промежуточные между континентальными и океаническими, образующиеся на континентах, на первых этапах их океанизации.

Особенно часто нарушается правило приоритета при выделении конкретных тектонических подразделений. Вспомним, что Е. К. Устиев в 1959 г. назвал Охотским тектоно-магматическим поясом часть более крупной структуры — Восточно-Азиатского вулканического пояса, позднее последний М. С. Нагибиной и др. стал называться Чукотско-Катазиатским вулканическим поясом, а К. В. Боголеповым — Тихоокеанским вулканическим поясом.

Углубление научных представлений о первоначально предложенном термине в связи с ростом исследований не должно искажать принципиальных основ авторского толкования. В этом отношении показательно весьма широкое и разнородное истолкование термина «глубинный разлом», далеко отошедшее от предложения А. В. Пейве.

От основного (первоначального) термина в связи с его применением в конкретной геотектонической обстановке могут ответвляться родственные новые термины (вариететы), происходящие от ранее предложенного. Они развивают смысловое значение основного термина, обязательно базируясь на его типовые особенности. Вариететы могут образовываться как путем введения приставок и окончаний, уточняющих содержание термина, так и определяющим словом, ставящимся впереди или позади него. Например: *эвгеосинклиналь*, *антиклинорий*, *глубоководный океанический желоб*, *грабен-синклиналь*.

Более ответственно следует подходить к введению нового термина. На это можно решаться только в том случае, когда строго проверено, что не нарушается ни правило приоритета, ни правило вариетета. Д. С. Лотте (1968) называет термином словесное обозначение понятия, точно определенное и пригодное к при-

нению в науке. Он призывает фиксировать краткое содержание понятий и выбирать те признаки, которые являются необходимыми и достаточными для этого.

Если обратиться к структурным тектоническим подразделениям, то для доказательства правомерности выделения нового термина необходимо четко формулировать: 1) принципиальное содержание нового термина; 2) отличительные черты от структурных тектонических подразделений, развивающихся в сходных условиях, а также в необходимых случаях указать: а) историко-геологические, генетические и морфологические его особенности, б) пространственные и временные границы, в) геофизические и геохимические характеристики и возможные глубинные связи, г) литогенетические, магматические, метаморфические и минерогенетические черты, д) тектонотип. Далее по возможности следует привести примеры из разных регионов. Рекомендуется во всех возможных случаях сопровождать описание графикой.

Изъять из обращения неверный термин весьма трудно. Однако на это надо решиться, если термин явно неправильный и способствует неустойчивости понятия (Д. С. Лотте, 1968 г.). Если исследователь или группа исследователей на основе тщательного анализа историко-геологических, геофизических, геохимических и других материалов приходят к выводу, что предложенный и опубликованный термин неверен или обозначает уже известное понятие, то следует рекомендовать составить заключение, в котором должно быть четко сформулировано: а) научная необоснованность (несоответствие фактическим данным); б) нарушение правила приоритета — ранее опубликованное тектоническое понятие охватывает более позднее предложение, в) логическая неправомочность. В этой связи важно решить, как поступать с терминами, неправильно образованными или некритически воспринятыми из древних языков. Сейчас нет сомнений, что континенты (материки), океаны и переходные зоны между ними — важнейшие глобальные (суперрегиональные) тектонические сооружения. Напомним, что континент — слово латинского происхождения, материк — славянского, а океан — греческого. Д. Г. Панов употреблял термины: «материковая», «переходная» и «океаническая» геоструктуры; И. П. Герасимов и Ю. А. Мещеряков — «континентальные выступы», «переходная зона» и «океанские впадины». У автора нет уверенности, что континент (материк) и океан — термины устоявшиеся и что ничего нового взамен их придумывать не нужно.

Как было указано на стр. 70, «переходная зона от континента к океану» — понятие, в целом научно обоснованное. Однако оно для пользования неудобное, и остро назрела необходимость дать термин этому понятию. То же относится к другой важнейшей пограничной структуре — континентальному (материковому) склону. Хорошо также было бы найти короткий и точный термин для понятия «система островной дуги», включающей глубоководные кот-

ловины, геосинклинальные островные поднятия и глубоководные желоба.

Как уже отмечалось, много сложных проблем возникает при классификации, терминологии и номенклатуре подвижных поясов, областей и систем негеосинклинального ряда. Среди них выделяют две группы структур: пограничные структуры и террагенальные структуры. Первый принадлежит Н. С. Шатскому, второй — Ю. А. Косыгину и И. В. Лучицкому (с изменениями, внесенными М. И. Ициксоном и Л. И. Красным). Совершенно ясно, что хотя понятие «структуры негеосинклинального ряда» получило достаточное обоснование, но оно еще не устоялось и принимаемая терминология пока временная, требующая еще серьезной доработки. Следует отметить, что многие исследователи предпочитают для них окончание «ген»: авлакоген, киматоген, вулканоген, плутоноген, рахиген (Н. С. Шатский, Л. Кинг, Л. И. Красный, В. Д. Наливкин). Возможно, если будет принято широко новое толкование «орогенных областей» (К. В. Боголепов и др.), то сюда присоединится и ороген.

Наметилась тенденция для крупных планетарных структур образовывать слова с окончанием «аль»: георифтогеналь — для срединноокеанских поднятий, геомаргиналь — для континентальных склонов, транзиталь — для переходной зоны от континента к океану. Эти предварительные предложения, конечно, должны быть обсуждены на совещаниях в соответствующих национальных комитетах, а затем в Международных комиссиях.

Добавим несколько слов о терминах, относящихся к тектоническим движениям.

В большинстве случаев предпочтительны окончания «генез», например эпейрогенез, талассогенез, орогенез, регмагенез. Оно соответствует слову «образование», которым заканчиваются многие термины, вошедшие в советскую тектоническую терминологию. Сюда относятся: горообразование, складкообразование, разломообразование. Есть и близкие по звучанию термины, примыкающие к первой группе (например, эпейрофорез). Однако, если, как указывалось, термин «орогенез» отрывается от формирования геосинклинальных структур, то для движений, образующих геосинклинали, остается плохо звучащий термин «геосинклиналеобразование» (или соответственно «платформобразование» или «шельфообразование»). Нет удобного термина для конвекционных и другого типа глубинных движений.

В области терминологии возникают и такие, более мелкие, но тоже важные вопросы. В каких случаях употреблять термин «прогиб» и в каких — «впадина»? Здесь наметились две тенденции. Одни геологи предпочитают обращать внимание на форму этих негативных структур — прогибы, структуры линейные сильно вытянутые, а впадины — укороченные. Другие (Красный, 1961) применяют термин «прогиб» для структур собственно геосинклинальной стадии и для пограничных, а «впадина» — для орогенных.

Эти примеры (их можно было бы значительно увеличить) показывают, что необходимо «...срочно выработать и издать хотя бы временную инструкцию «Тектоническая классификация и терминология...» (Нехорошев, 1963).

В заключение отметим, что упорядочение тектонической классификации, терминологии и номенклатуры — дело трудоемкое, оно требует апробации новых терминов и систематического отсеивания неверных и неправильно образованных терминов и названий в соответствующих научных учреждениях (комиссиях Международного геологического конгресса, в Тектоническом комитете СССР, в ученых и научно-технических советах институтов, геологических управлений и крупных экспедиций).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреев Б. А. Основные особенности региональных геофизических полей. В кн. «Геол. строение сев.-зап. части Тихоок. подв. пояса». М., изд-во «Недра», 1966.
- Арган Э. Тектоника Азии. Докл. на Брюссельской сессии МГК в 1922 г. Геол. лит. и геол.-разв. ОНТИ, М.—Л., 1935.
- Артюшков Е. В. Гравитационная конвекция в недрах Земли. Изв. АН СССР. «Физика Земли», № 9, 1968.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., изд-во «Наука», 1966.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов. Изд-во «Наука», 1968.
- Белоусов В. В., Шейнманн Ю. А. Мировая система больших грабенов. В кн. «Байкальский рифт». М., изд-во «Наука», 1968.
- Беляевский Н. А. Связь геологических структур с глубинным строением земной коры (по сейсмическим данным). Бюл. МОИП, отд. геол., т. X, IV, 1969.
- Билибина Т. В. Полезные ископаемые и закономерности их размещения в областях докембрийской складчатости. В кн. «Геол. строение СССР», т. IV. Изд-во «Недра», 1968.
- Богданов А. А., Муратов М. В. и Хани В. Е. Об основных структурных элементах земной коры. Бюл. МОИП, отд. геол., № 3, 1963.
- Богданов А. А. Тектоническое районирование палеозойд Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. Бюл. МОИП, отд. геол., № 5—6. Изд-во МГУ, 1965.
- Богданов А. А. Тектонические эпохи (к вопросу о периодизации тектонической истории Земли). Бюл. МОИП, отд. геол., № 5, 1969.
- Богданов Н. А. Талассогеосинклинали Тихоокеанского кольца. «Геотектоника», № 3, 1969.
- Боголепов К. В. Мезозойская тектоника Сибири. Изд-во «Наука», 1967.
- Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР (по геофизическим данным). Изд-во «Наука», 1967.
- Боровиков А. М. О фактическом состоянии тектонической терминологии. «Геотектоника», № 1, 1968.
- Борукаев Ч. Б., Косыгин Ю. А. и Парфенов Л. М. Принципы тектонического районирования докембрия. «Геология и геофизика», № 1, 1969.
- Бубнов С. Н. Основные проблемы геологии. М., 1931.
- Булина Л. В. и др. Строение консолидированной земной коры территории СССР в свете геофизических данных. В кн. «Геол. строение СССР». Изд-во «Недра», т. V, 1969.
- Ван Беммелен Р. Геология Индонезии. М., изд-во иностр. лит., 1957.
- Вассоевич Н. Б. Условия образования флиша. Госгеолтехиздат, 1951.
- Власов Г. М. Происхождение зонального строения Тихоокеанского рудного пояса (на примере Курило-Камчатской дуги). Сб. «Вопросы металлогении». М., изд-во «Недра», 1965.
- Вотах О. А., Соловьев В. А. Система понятий статической тектоники осадочной оболочки. «Геология и геофизика», № 4, 1970.

- Гайнанов А. Г., Корякин Е. Д. Геофизические исследования строения земной коры в области Атлантического океана. Изд-во «Недра», 1967.
- Гансер А. Геология Гималаев. Изд-во «Мир», 1967.
- Геологическое строение СССР. Т. I—V. М., изд-во «Недра», 1968—1969.
- Герасимов И. П., Мещеряков Ю. П. Рельеф Земли. Изд-во «Наука», 1967.
- Деменцкая Р. М. Кора и мантия Земли. Изд-во «Недра», 1967.
- Дворцова И. К. и др. Вулканизм и рудообразование. В кн. «Геол. строение СССР», т. V. М., изд-во «Недра», 1969.
- Дзевановский Ю. К., Миронюк Е. П. Эволюция древних подвижных областей востока СССР. В кн. «Орогенические пояса». М., изд-во «Наука», 1968.
- Дибнер В. Д. и др. Основные черты эндогенной геоморфологии и тектоники Атлантико-Арктической провинции Северного Ледовитого океана. Тр. Аркт. и Антаркт. НИИ, т. 286, 1968.
- Зоненшайн Л. П. Тектоника складчатых областей Центральной Азии (к закономерностям строения геосинклинальных областей). «Геотектоника», № 6, 1967.
- Зоненшайн Л. П. О многогеосинклиналиях. «Геотектоника», № 5, 1969.
- Ицксон М. И. Глубинные процессы, определяющие особенности подвижных поясов северо-западной части Тихоокеанского пояса. Материалы к совещанию. В кн. «Общие закономерности геологических явлений», вып. 1, ВСЕГЕИ, Л., 1965.
- Ицксон М. И. Геологические и геохимические типы оловорудных формаций подвижных поясов и областей тектоно-магматической активизации. «Сов. геология», № 11, 1967.
- Канаев В. Ф. Геоморфология дна северо-восточной части Индийского океана. В кн. «Докл. сов. геологов» (МГК, 22 сессия). М., 1964.
- Карпинский А. П. К тектонике Европейской России. Изв. Росс. Акад. наук, 1919.
- Карпова Е. Д. Сводово-глыбовые области и их металлогения. В кн. «Проблемы региональной металлогении и эндогенного рудообразования». Л., 1968.
- Кинг Ф. Вопросы тектоники Северной Америки. Изд-во МГУ, 1969.
- Кобаяси Т. Геология Кореи и сопредельных территорий Китая. Изд-во иностр. лит., 1959.
- Косминская И. П. Современные проблемы глубинного сейсмического зондирования. «Наукова думка», 1966.
- Косыгин Ю. А., Лучицкий И. В. Об основных системах и типах тектонических структур мезозойско-кайнозойского континента Азии. В кн. «Тектоника Сибири», т. I. Изд-во СО АН СССР, Новосибирск, 1962.
- Косыгин Ю. А. Тектоника, М., изд-во «Недра», 1969.
- Красный Л. И. Подвижные области и вопросы их номенклатуры. «Сов. геология», № 10, 1961.
- Красный Л. И. (ред.). Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Изд-во «Недра», 1966.
- Красный Л. И. Тихоокеанский подвижный пояс — важнейшая планетарная структура. В кн. «Проблемы региональной металлогении и эндогенного рудообразования». Годичная сессия Ученого совета ВСЕГЕИ, Л., 1968.
- Красный Л. И. Геоблоки. «Геотектоника», № 5, 1967.
- Красный Л. И., Андреев Б. А. Геологическое строение, глубинные структуры и история развития северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. В кн. «Строение и развитие земной коры на Советском Дальнем Востоке». М., изд-во «Наука», 1969.
- Красный М. Л. Магнитное поле акваторий Японского моря и его связь с геологическим строением и тектоникой. Докл. АН СССР, 1969.
- Кропоткин П. Н., Шахварстова К. М. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М., изд-во «Наука», 1965.
- Крумбейн Н. В. и Слосс Л. Комплексный фациальный анализ. В кн. «Осадочные фации в геологической истории». М., 1951.

Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л. Общие структурные закономерности проявления гранитоидного магматизма. В сб. «Проблемы связи тектоники и магматизма». М., изд-во «Наука», 1969.

Кузнецов Г. А. Эволюция и общая направленность развития краевых (передовых) прогибов. В кн. «Докл. сов. геологов», М., 1968.

Леонтьев О. К. Дно океана. М., Изд-во «Мысль», 1968.

Лотте Д. С. Как работать над терминологией. М., изд-во «Наука», 1968.

Любимова Е. А. Тепловая аномалия в области байкальского рифта. В кн. «Байкальский рифт». М., изд-во «Наука», 1968.

Марова Н. А. Подводный облик океана. «Земля и вселенная», № 4, 1969.

Масайтис В. Л. Проблема траппового магматизма Сибирской платформы. В кн. «Проблемы петрологии и генет. минералогии», т. 1, М., 1969.

Менард Г. У. Геология дна Тихого океана. Изд-во «Мир», 1966.

Милановский Е. В. Очерк теории геосинклиналей в современном ее состоянии. Бюл. МОИП, отд. геол., № 4, 1929.

Милановский Е. Е. Некоторые закономерности развития кайнозойского орогенного вулканизма в альпийском поясе Юго-Западной Евразии. М., изд-во «Наука», 1968.

Милановский Е. Е. Основные черты строения и формирования рифтовой системы Восточной Африки и Аравии. Вестн. МГУ, геол., № 1, 1969.

Милашин А. П. и др. Строение осадочной толщи Японского моря по материалам непрерывного профилирования методом отраженных волн. Докл. АН СССР, т. 183, № 5, 1968.

Мирчинк Г. Ф. Основные закономерности развития земного лика. Бюл. МОИП, отд. геол., вып. 3—4, 1940.

Моисеенко Ф. С. Строение и развитие земной коры южного горного обрамления Сибири. Изд-во «Наука», сиб. отд., Новосибирск, 1969.

Муди Д. и Хилл М. Д. Сдвиговая тектоника. В кн. «Вопросы современной зарубежной тектоники». М., 1960.

Муратов М. В. Главнейшие эпохи складчатости и мегастадии развития земной коры. «Геотектоника», № 1, 1965.

Муратов М. В. Тектоническое расчленение территории Советского Союза и основные черты строения складчатых поясов в его пределах. Изв. вузов, «Геология и разведка», № 10, 1967.

Муратов М. В. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главнейшие этапы развития этого пояса. «Геотектоника», № 2, 1969.

Муратов М. В., Хаин В. Е. Геосинклинальные пояса, орогенные пояса, складчатые пояса и их соотношение во времени и пространстве. В кн. «Орогенные пояса». Изд-во «Наука», 1968.

Муратов М. В. Геосинклинальные складчатые пояса докембрия и некоторые особенности их развития. «Геотектоника», № 2, 1970.

Надивкин В. Д. О сопоставлении платформенных тектонических структур с геофизическими полями. Тр. ВНИГРИ, т. 143, 1967.

Надивкин В. Д. Исследования нефтеносности эпигерцинских плит. М., 1967.

Нехорошев В. П. О терминологии в тектонике. Материалы по общей и региональной тектонике. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 85, Л., 1963.

Новикова А. С. К вопросу о природе авлакогенов Восточно-Европейской платформы. М., изд-во «Наука», 1968.

Одинцов М. М., Владимиров Б. М., Твердохлебов В. А. Закономерности размещения кимберлитов в земной коре. Изд-во «Наука», 1968.

Павловский Е. В. О некоторых общих закономерностях развития земной коры. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1953.

Павловский Е. В. Зоны перикратонных опусканий — платформенные структуры первого порядка. Изв. АН СССР, № 12, 1959.

Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. Тр. Вост.-Сиб. ин-та СО АН СССР, вып. 5, 1962.

Петкович К. Югославия. В кн. «Тектоника Европы» (объяснительная записка к тектонической карте Европы), 1964.

Поникаров В. П. и др. Сочленение горно-складчатых и платформенных областей. «Природа», № 7, 1966.

Пушаровский Ю. М. Приверхоянский краевой прогиб и мезозонды Северо-Восточной Азии. М., изд-во АН СССР, 1960.

Пушаровский Ю. М. Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента земной коры. В кн. «Орогенические пояса». Изд-во «Наука», 1968.

Равич М. Г., Грикуров Г. Э. Основные черты тектоники Антарктиды. «Сов. геология», № 1, 1970.

Реформаторский А. А. Что такое термин и терминология? В сб. «Вопросы терминологии». Изд-во АН СССР, 1961.

Ротман В. К. Андезитовые дуги и их место в тектоно-магматическом развитии северо-западной части Тихого океана. Изд-во «Наука», 1968.

Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Изд-во «Наука», 1962.

Салоп Л. И. Докембрий СССР. В кн. «Докл. сов. геологов» (МГК). М., 1968.

Святловский А. Е. Вулканизм, тектоника и осадкообразование в Камчатской геосинклинальной области. Тр. Ин-та вулкан. СО АН СССР, вып. 24. М., изд-во «Наука», 1967.

Симоненко Т. Н., Толстихина М. М. Блоковое строение складчатого фундамента Европейской части СССР. «Геотектоника», № 4, 1968.

Славин В. И. Основные черты геологического строения срединных массивов в альпийской геосинклинальной области. Науч. докл. высш. школы, № 2, 1958.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. Изд-во «Недра», 1969.

Солоненко В. П. Сейсмотектоника и современное структурное развитие Байкальской рифтовой зоны. В кн. «Байкальский рифт». М., изд-во «Наука», 1968.

Ставцев А. Л. О некоторых связях магматизма и рудообразования с тектоникой на востоке Алданского щита и в Южном Верхоянье. «Геотектоника», № 5, 1968.

Стоквелл К. Тектоническая карта Канадского щита. В кн. «Тектонические карты континентов». М., 1967.

Субботин С. И. и др. Мантия Земли и тектогенез. «Наукова думка», Киев, 1968.

Тектоника Евразии (ред. А. Л. Яншин). Изд-во «Наука», М., 1967.

Тетьяев М. М. Основы геотектоники. ОНТИ, 1934.

Тильман С. М. и др. Тектоника Северо-Востока СССР. Тр. Северо-Восточного комплексного науч.-иссл. ин-та СО АН СССР, Магадан, 1969.

Туезов И. К. и др. Распределение магнитоактивных тел в земной коре и верхней мантии дальневосточного сектора перехода от Азиатского континента к Тихому океану. «Геотектоника», № 4, 1967.

Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна океана. В сб. «Основные проблемы океанологии». М., изд-во «Наука», 1968.

Фаворская М. А., Томсон И. Н. Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой. М., изд-во «Недра», 1969.

Федоровский В. С., Лейтес А. М. О геосинклинальных трогах в раннем протерозое Олекмо-Витимской горной страны. «Геотектоника», № 4, 1968.

Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. Изд-во АН СССР, 1960.

Флоренсов Н. А. Байкальская рифтовая зона и некоторые задачи ее изучения. В кн. «Байкальский рифт». М., изд-во «Наука», 1968.

Фотиади Э. Э., Моисеенко Ф. С. и др. Геологические результаты геофизических исследований в Сибири и на Дальнем Востоке. Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. Изд-во «Наука», СО, Новосибирск, 1967.

Хаин В. Е. и Шейнманн Ю. М. Сто лет учения о геосинклиналях. «Сов. геология», № 11, 1960.

Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., изд-во «Недра», 1964.

Хаин В. Е. Геосинклинальный процесс и эволюция тектоносферы. Изв. АН СССР, серия геол., № 12, 1964б.

Хаин В. Е. Основные черты структуры Альпийского пояса Евразии в пределах Ближнего и Среднего Востока. Вестн. МГУ, № 6, 1968; № 1-2, 1969.

- Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Изд-во «Недра», 1971.
- Херасков Н. П. О качественных различиях геосинклинальных систем разного возраста. В кн. «Докл. сов. геологов» (МГК, 22 сессия). М., 1964.
- Хатьянов Ф. И. Расчленение Уральской складчатой области на платформенную и геосинклинальную зону в свете геофизических данных. Докл. АН СССР, т. 150, № 5, 1963.
- Чжан Вэнь-ю (ред.) Основы тектоники Китая. Госгеолтехиздат, 1963.
- Шатский Н. С. О некоторых насущных задачах геотектоники. «Сов. геология», № 1, 1947.
- Шатский Н. С. Избранные труды, т. II. М., изд-во «Наука», 1964.
- Шатский Н. С. Избранные труды, т. IV. М., изд-во «Наука», 1965.
- Шейнманн Ю. М. Платформы, складчатые пояса и развитие структур Земли. Магадан, 1959.
- Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. Изд-во «Недра», 1968.
- Штеклин Дж. Тектоника Ирана. «Геотектоника», № 1, 1966.
- Штилле Г. Избранные труды. М., изд-во «Мир», 1964.
- Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. Географгиз, 1948.
- Шульц С. С. Геоструктурные области и положение в структуре Земли областей горообразования по данным новейшей тектоники СССР. В кн. «Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность». М., 1964.
- Шуркин К. А., Митрофанов Ф. П. Докембрийский магматизм и тектогенез. В кн. «Магматизм и тектоника». Изд-во «Наука», 1969.
- Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. Изд-во «Недра», 1968.
- Эмери К. О. Структура и генезис континентального бордерленда у Южной Калифорнии. В сб. «Рельеф и геология дна океанов». Изд-во «Прогресс», 1964.
- Эрлих Э. Н. Четвертичный вулканизм и современная структура подвижных поясов западной части Тихоокеанского кольца, проблемы соотношения. В кн. «Докл. сов. геологов» (МГК, 23 сессия). М., 1968.
- Яншин А. Л. Общие особенности строения и развития молодых платформ. В кн. «Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности», М., 1965а.
- Яншин А. Л. Проблема срединных массивов. Бюлл. МОИП, вып. 5, 1965.
- Яншин А. Л. Тектоническое строение Евразии. «Геотектоника», № 5, 1966.
- Aubouin J. Geosynclines, 1965. Русский перевод. М., изд-во «Мир», 1967.
- Badgley P. C. Structural and tectonic principles. New York, 1965.
- Bemmelen R. W. van. On Meg-Undations; a new model for the Earth's evolution. Tectonophysics, 3, N 2, 1966.
- Bott M. H. The geological structure of the Irish Sea basin. Geol. of shelf Seas. Edinburgh, London, 1968.
- Chen Kuo-ta. Characteristic and nature of the Diva-region compared with the so-called «Para-Platform». Acta geol. Sinica, 40, N 2, 1960.
- Dennis J. G. «International tectonic dictionary». USA, 1967.
- Emery K. O. Geology of the Continental Margin of Eastern United States. 1954.
- Fairbridge R. (editor). Encyclopedia of earth sciences, v. 2,3, New York, 1967—1968.
- Glaessener M. F. and Teichert C. Geosynclines: a fundamental concept in geology: in Journ. Sci. v. 245, 1947.
- Goguel J. «Traité de tectonique». Paris, 1965. Русский перевод изд. «Мир», 1969.
- Heezen B. C., Ewing M. The Mid-Ocean Ridge. in «The Sea». New York, 3, 1963.
- Hess H. H. Mid-Oceanic Ridges and Tectonics of the Sea. Floor Submarine geol. and geophysics. London, 1965.
- Kay G. M. North American geosynclines: Geol. Soc. America, Mem. 48, 1951.
- King Lester G. The morphology of the Earth. Edinburgh — London. 1967.

Krumbein W. C., Sloss L. L. Stratigraphy and sedimentation. San Francisco, 1951.

Malahoff A. G., Woollard P. Magnetic and Tectonic over the Hawaiian Ridge. «The Crust and Upper Mantle of the Pacific Area». American Geophysical Union. Washington, 1968.

Minato M. et. al. The Geologic Development of the Japanese Islands, 1965. Русский перевод, М., изд-во «Мир», 1968.

Sholl D. W., Buffington E. C., Hopkins D. M. Exposure of Basement Rock on the Continental Slope of the Bering Sea. Science, v. 153, N 3739, 1966.

Schuchert Ch. Sites and nature of the North American geosynclines: Geol. Soc. America Bull., 1923.

Sitter L. U. de. Structural geology. New York, McGraw—Hill, 552 p., 1956.

Stille H. Grundfragen der vergleichenden Tektonik: Berlin, Borntraeger, 44p., 1924.

Stille H. Einführung in den Bau Amerikas. Berlin, Borntraeger, 717 p., 1940.

Worzel J. L. Deep structures of Coastal Margins and Mid-Oceanic Ridges. London, 1965. Русский перевод, М., изд-во «Мир», 1969.

Термины и названия

Связь с магматизмом и глубинными процессами	Цикличность и соотношение с предшествующими структурами	Ориентировка глубинных разломов	Пространственное положение
<b>Г. Штилле</b> (1941 г.) Ортогеосинклинали: а) эвгеосинклинали б) миогеосинклинали <b>Ф. Уэллс</b> (1949 г.) Энсиматические Энсиалические <b>Р. Ван Беммелен</b> (1954 г.) Батдермальные Дермальные Эпидермальные <b>Е. А. Радкевич</b> (1959 г.) Фемические Сиалические <b>Л. И. Красный</b> (1961 г.) Фемическо-сиалические Сиало-литические Литические <b>А. В. Пейве</b> (1961 г.) «базальтические» «гранитоидные» <b>В. И. Смирнов</b> (1962 г.) Геосинклиналь типа «А» Гесинклиналь типа «В» <b>Д. С. Харкевич,</b> <b>В. М. Москалева</b> (1969 г.) Уральского (фемическо-го) типа Верхоянского (салического) типа Саянского (салическо-фемического) типа Тяньшаньского (фемическо-салического) типа	<b>В. И. Смирнов</b> (1962 г.) Полициклические Бидиклические Моноциклические <b>Б. Х. Егизаров</b> (1970 г.) Полициклически-миграционные Полициклически-унаследованные <b>В. Е. Хаин</b> (1942 г.) Унаследованные Остаточные Возрожденные Наложенные Новообразованные <b>Ю. А. Косыгин,</b> <b>И. В. Лучицкий</b> (1961 г.) Эпикратонные <b>А. В. Пейве,</b> <b>В. М. Сеницын</b> (1950 г.) Первичные Вторичные Остаточные	<b>А. В. Пейве</b> (1956 г.) Казахстанский тип Памирский тип Саянский тип Уральский тип <b>Л. И. Красный</b> (1961 г.) Линейные Блоковые	<b>Ч. Шухерт</b> (1923 г.) Мезогеосинклиналь <b>А. Д. Архангельский</b> (1947 г.) Окраинноматериковые Межконтинентальные Океанические <b>Л. Ситтер</b> (1956 г.) Вокругокеанические Вокругконтинентальные <b>Н. А. Богданов</b> (1969 г.) Талассогеосинклинали <b>Дж. Дивей,</b> <b>Дж. Бирд</b> (1970 г.) Кингеосинклиналь

структур геосинклинального ряда

Расчлененность тектонического рельефа	Преобразование геосинклиналей в складчатую (с инверсией или без нее) или орогенную область	Формации, выполняющие геосинклинали	Морфология складчатых структур и формации	Продолжительность развития
<b>Ч. Шухерт</b> (1923 г.) Моногеосинклинали Полигеосинклинали <b>Н. С. Шатский</b> (1946 г.) Геосинклинали Геосинклинальные системы	<b>Г. Штилле</b> (1941 г.) Материнские геосинклинали <b>Л. Кобер</b> (1921 г.) Орогеосинклинали <b>В. И. Смирнов</b> (1960 г.) Геосинклинали типа «С» Геосинклинали типа «Д»	<b>М. В. Муратов</b> (1949 г.) Известняковые Флишевые Зеленокаменные <b>Г. Твалчрелидзе</b> (1962, 1966 гг.) Вулканогенные Терригенные <b>М. В. Муратов</b> (1969 г.) Для Альпийской складчатой области А. Ранние: 1) эвгеосинклинальные 2) миогеосинклинальные 3) терригенные Б. Поздние: 1) флишевые (флишегенные) В. Офиолитовые	<b>Э. Э. Фотиади,</b> <b>Ф. С. Моисеенко</b> (1967 г.) Геосинклинали I типа (эвгеосинклинали) Геосинклинали II типа (мезогеосинклинали) Геосинклинали III типа (миогеосинклинали)	<b>Хуан Цзи-цин</b> (1962 г.) Геосинклинали: 1) с коротким периодом развития; 2) с длительным периодом развития; 3) со сверхдлительным периодом развития <b>М. В. Муратов</b> (1962, 1967 гг.) Геосинклинальные прогибы: 1) ранние (начало развития с позднего докембрия или раннего палеозоя); 2) поздние (начало развития в триасе или позднее)

## CONTENT

---

Preface . . . . .	3
Introduction . . . . .	5
<b>Structures of continents . . . . .</b>	<b>8</b>
Mobile belts, regions and systems of geosyncline type . . . . .	9
Stable structures—old and young platforms, shelves and solid masses . . . . .	21
Mobile belts, regions and systems of nongeosyncline type . . . . .	38
Pre-Cambrian structures . . . . .	58
<b>Structures of transitional zone between continents and oceans . . . . .</b>	<b>67</b>
Systems of island arcs . . . . .	76
Continental slopes . . . . .	89
<b>Structures of oceans . . . . .</b>	<b>91</b>
Thalassocratons . . . . .	93
Innerocean volcanogenesis belts and submarine volcanogenics uplands . . . . .	97
Medianocean mobile belts . . . . .	100
Ocean lineaments . . . . .	102
<b>Structures peculiar to all Earth . . . . .</b>	<b>105</b>
Volcano-tectonic structures . . . . .	106
Block structures . . . . .	114
Proportion of Earth structure . . . . .	123
The paths of improvement of tectonic systematization and terminology . . . . .	133
References . . . . .	142
Appendices 1—4 . . . . .	

# СОДЕРЖАНИЕ

---

	Стр.
Предисловие . . . . .	3
Введение . . . . .	5
<b>Структуры континентов . . . . .</b>	<b>8</b>
Подвижные пояса, области и системы геосинклинального ряда . . . . .	9
Стабильные структуры — древние и молодые платформы, шельфы и массивы . . . . .	21
Подвижные пояса, области и системы негеосинклинального ряда . . . . .	38
Докембрийские структуры . . . . .	58
<b>Структуры переходной зоны между континентом и океаном . . . . .</b>	<b>67</b>
Системы островных дуг . . . . .	76
Континентальные склоны . . . . .	86
<b>Структуры океанов . . . . .</b>	<b>91</b>
Талассократоны . . . . .	93
Внутриокеанские вулканогенные пояса и подводные вулканогенные нагорья . . . . .	97
Срединноокеанские подвижные пояса . . . . .	100
Океанские линеаменты . . . . .	102
<b>Структуры, общие для всей Земли . . . . .</b>	<b>105</b>
Вулкано-тектонические структуры . . . . .	106
Блоковые структуры . . . . .	114
Соотношения структур Земли . . . . .	123
Пути усовершенствования тектонической систематики и терминологии . . . . .	133
Список литературы . . . . .	142
Приложения 1—4	

*Лев Исаакович Красный*

ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СИСТЕМАТИКИ

Редактор *Н. А. Беляевский*.  
Редактор издательства *Горохова Т. А.*  
Переплет художника *Гозенпуг М.*  
Технический редактор *Сычева Е. С.*  
Корректор *В. И. Ионкина*.

---

Сдано в набор 25/II-1972 г. Подписано в печать  
19/VII-1972 г. Т-10939. Формат 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага № 2.  
Печ. л. 10,5 (с 2 вкл.) Уч.-изд. л. 10,23. Тираж 2400 экз.  
Заказ 592/2718-1. Цена 1 р. 23 к. (с прилож.)

---

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,  
Третьяковский проезд, д. 1/19.  
Саратов. Производственное объединение «Полиграфист».

р. 28 к. с прилож.

743

u S 2010m  
3

ИЗДАНИЕ